Das Intrusivgebiet von Fürstenstein

(Bayerischer Wald)

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Georg Troll

aus Berlin

eingereicht am 14. Juni 1962

Sonderdruck von Geologica Bavarica Nr. 52

MÜNCHEN 1964

Das Intrusivgebiet von Fürstenstein

(Bayerischer Wald)

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
der Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von

Georg Troll

aus Berlin

eingereicht am 14. Juni 1962

Sonderdruck von Geologica Bavarica Nr. 52

MÜNCHEN 1964

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. FISCHER

2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER

Tag der mündlichen Prüfung: 25. Juli 1962

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort 5

Einleitung 6

Das Problem 8

A. Gesteinsbeschreibung 10
I. Die Quarzglimmerdiorite 10
II. Die granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengranite oder -Fleckendiorite . . 41
III. Die alten feinkörnigen Ganggranite 54
IV. Die jungen Stock- und Massivgranite 60
V. Die Ganggesteine 84

B. Petrochemische Beschreibung 95
Chemische Analysen (Tabellen Nr. 2—11) 97
I. Die Quarzglimmerdiorite 107
II. Die granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengesteine und Mischdiorite . . . 112
III. Die jungen Stock- und Massivgranite 114
IV. Die Ganggesteine 116
V. Der Stoffhaushalt 118
VI. Die radioaktiven Substanzen 121

C. Magmatektonische Beschreibung 124
I. Die Quarzglimmerdiorite und granodioritischen Gesteine 124
II. Die Granite 126
III. Die Kontakte 129

Zusammenfassungen der Ergebnisse 131

Steinbruchverzeichnis 134

Schrifttum 138

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546824_0076

Vorwort[1)]

Mein verehrter Lehrer, Prof. Dr. GEORG FISCHER, gewährte mir im Jahre 1959, petrographische und magmatektonische Untersuchungen im Gebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald) durchzuführen.

Ich danke ihm für die Übertragung der Arbeit, seinen Rat, die wissenschaftliche Förderung und Betreuung und die guten Arbeitsmöglichkeiten im Institut für Gesteinskunde an der Universität München.

In den Jahren 1959, 1960 und 1961 entstanden Geländeaufnahmen und geologische Karte. Der Reiz dieser Arbeit lag nicht zuletzt in den vielen, großen Steinbrüchen, die in selten schöner Weise das Gebirge aufschließen, und in den früheren Bearbeitungen des Gebietes.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für ihre großzügige Hilfe, die den Fortgang und die Durchführung der Studien sicherte.

[1)] Anschrift des Verfassers: Institut für Gesteinskunde der Universität München, Luisenstraße 37.

Einleitung

1. Topographie

Der Arbeit liegt eine geologische Kartierung im Maßstabe 1 : 25 000 zugrunde, die ich in den Jahren 1959, 1960 und 1961 ausführte. Sie umfaßt Teile der sechs Gradabteilungsblätter Schöllnach Nr. 7245, Tittling Nr. 7246, Vilshofen Nr. 7345, Hutthurm Nr. 7346, Schöfweg Nr. 7145 und Grafenau Nr. 7146. Ihre geologischen Grenzen sind die katazonalen Metamorphite, die das zusammenhängende, etwa tropfenförmige Intrusivgebiet von max. 17 km NS- und 12 km EW-Erstreckung bis auf einen Granitdurchbruch im SE umschließen. Das Saldenburger Granitmassiv allein nimmt darin mit 80 km² rund die Hälfte der Fläche ein.

Der Ort Fürstenstein, etwa 3 km südlich des Zentrums gelegen, steht auf 48° 30′ nördlicher Breite und auf dem Meridian 13° 20′ östlich Greenwich.

Orographisch zählt das Gebiet zum östlichen Vorderen Bayerischen Wald, auch Passauer Wald genannt, der nach N bis zum Pfahl reicht, der 3,5 km Luftlinie vom N-Zipfel des Gebietes entfernt ist. Die Donau fließt 7 km südwestlich des S-Randes (Lauf zwischen Vilshofen und Passau).

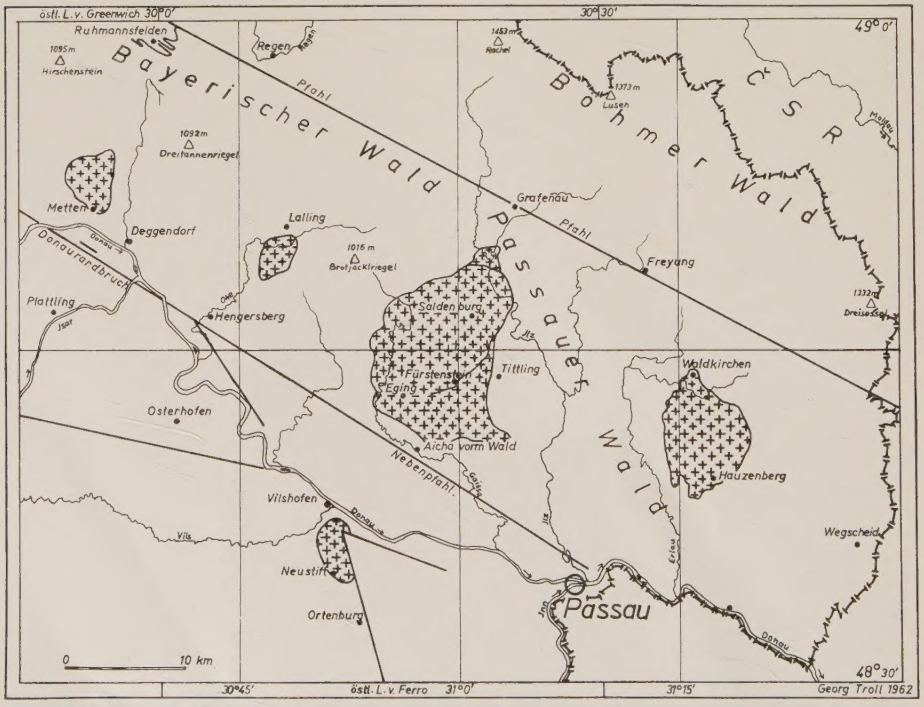


Abb. 1. Die postmetamorphen Granitmassive.

2. Nomenklatur

Die Orthographie der Ortsnamen und Flurbezeichnungen richtet sich nach den Gradabteilungsblättern des Bayerischen Landesvermessungsamtes (Ausgaben 1955 bis 1960). Besonders gegenüber älterer Literatur sind die Änderungen oft beträchtlich, da mit dem Fortfall des Topographischen Atlas von Bayern 1 : 50 000 nach dem zweiten Kriege eine neue Vermessung und Beschriftung erschien.

Die Bezeichnung der Fundorte und Probeentnahmestellen erfolgt mit den Koordinaten des Gauß-Krüger-Netzes. Bei Steinbrüchen wird im Text auf die laufenden Nummern des Steinbruchsverzeichnisses im Anhang verwiesen. Dort sind die 50 wichtigen von ca. 75 Steinbrüchen (zur Hälfte noch im Betrieb) mit Literaturbezeichnung und Lage angeführt. Die Streichwerte sind stets von N über E gemessen.

Zur geologischen Nomenklatur wäre zu sagen, daß vorzugsweise beschreibende Ausdrücke gewählt wurden, um eine Deutung nicht vorwegzunehmen. Die Bezeichnung „Hornblende-Biotit-Fleckengranit" wurde z. B. gewählt, um den Begriff „Diorit" einerseits nicht zu verwässern, andererseits den Begriff „Granodiorit" zu vermeiden, der seit List (1961) regional mit genetischer Deutung belastet ist.

3. Arbeitsmethoden

Die Besprechung der Gesteine ist nach der relativen Altersfolge geordnet. Bei Eindeutigkeit konnte daher eine gesonderte Behandlung der Altersunterschiede entfallen. Viele Ergebnisse der Arbeit sind schon ohne Erläuterung aus der geologischen Karte ablesbar.

Im mikroskopischen Teil wurden den Beschreibungen der einzelnen Gesteinstypen jeweils Modalanalysen beigefügt. Sie wurden mit einem Punktzähler ermittelt (point counter, Fa. Swift & Son/London), indem über die Schliffläche ein Punktraster von 1/3 mm Abstand gelegt wurde. Die erreichte Punktzahl und damit die Genauigkeit sind angegeben. Die Messungen wurden auf 100 Vol% berechnet. Dabei entfielen Belegungsdichten unter 1 Promille als Spuren (= Sp). Sekundärmineralien in Feldspäten oder sonst einwandfrei spätere Umbildungen wurden nicht berücksichtigt.

War von einem bestimmten Gestein eine chemische Analyse angefertigt worden, so wurden 3 Dünnschliffe derselben Probe integriert und gemittelt. Diese stehen jeweils senkrecht aufeinander und sind mit den Zusatzziffern /1, /2 und /3 signiert.

Zum Vergleich wurden Größenmessungen an den überall vorhandenen Plagioklasen durchgeführt, wobei die Plagioklase der Grundmasse selten, sondern meist nur die hypidiomorphen Körner betrachtet wurden, die in diesem Fall in einer nahezu proportionalen Abhängigkeit zum Körnigkeitsgrad des Gesteins stehen.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase wurde stets in der Zone senkrecht (010) mit Hilfe der Auslöschungsschiefe gemessen und mitunter überprüft. Als Saum im Gegensatz zum Rand sind Teile bezeichnet, die keine Albitlamellierung aufweisen. Zur Messung dienten Einsprenglinge oder doch größere Kristalle, so daß daraus nicht ohne weiteres Mittelwerte geschätzt werden können (vgl. dazu den normativen Anorthitgehalt im petrochemischen Teil).

4. Abkürzungen

lfd. Nr.	= laufende Nummer	chem. Anal.	= chemische Analyse
Kap.	= Kapitel	Modalanal.	= Modalanalyse
Stbr.	= Steinbruch	Sp	= Spuren
Stbr.Nr.	= lfd. Stbr.Nr.	n. b.	= nicht bestimmt
P.	= Punkt	Diagr.	= Diagr.
Bl.	= Gradabteilungsblatt 1 : 25 000	fk	= feinkörnig
		mk	= mittelkörnig
max.	= maximal	gk	= grobkörnig

Pl	= Plagioklas	Mt	= Magnetit
An	= Anorthit	Ap	= Apatit
Ab	= Albit	Ep	= Epidot
Kf	= Kalifeldspat	Zr	= Zirkon
Mi	= Mikroklin	Xe	= Xenotim
Qu	= Quarz	Mz	= Monazit
Bi	= Biotit	An_{20}	= prozentualer An-Anteil am Pl
Hb	= Hornblende		
Tit	= Titanit		

a, b, c	= kristallographische Achsen
n_x, n_y, n_z	= Hauptbrechungsindizes
$2V_x$, $2V_z$	= optische Achsenwinkel
n_z/c	= Auslöschungsschiefe

5. Definitionen

Mit „magmatogen" werden silikatische Gesteine bezeichnet, in denen der Schmelzanteil hoch genug war, um Ortsveränderungen gegenüber starreren, festen Gesteinen der Umgebung zu ermöglichen.

Daraus leitet sich ab, daß es „homogene" und „inhomogene" Schmelzen bzw. Magmen geben kann. Dieser Unterschied ist u. U. klar beobachtbar. Er sagt aber nichts darüber aus, ob solche Magmen „juveniler" oder „palingener" Entstehung waren. Die Genese der Intrusivgesteine, meist hypothetischer Natur, wurde bewußt aus dem beschreibenden Teil ausgeklammert, zumal eine klare Trennung zwischen juvenil und palingen in fast allen Fällen nicht möglich ist.

Es wurde daher auf genetische Bezeichnungen und Gesteinsnamen verzichtet, und beschreibende Ausdrücke wurden gewählt.

Das Problem

Das Intrusivgebiet von Fürstenstein am Südrand der Böhmischen Masse stellt einen zusammenhängenden Gesteinskomplex des Moldanubikums dar, der von katazonalen Paragneisen anatektischer Prägung eingefaßt wird. Dieser alte Gneisrahmen ist aus Sedimenten, für die im allgemeinen ein präassyntisches Alter angenommen wird, in mehrfachen Metamorphosen hervorgegangen. In geringem Maße sind in ihm Orthogesteine verschiedenen Alters und unterschiedlicher Prägung eingeschaltet. Das Generalstreichen der Gneise verläuft NW—SE; das Fallen der Schieferungsflächen ist vorwiegend steil nach NE gerichtet; die jüngsten Achsen der letzten Metamorphose, die regional als Migmatisierung ausgebildet ist, tauchen in der Mehrzahl nach SE ein. Die genannte Migmatitbildung der jüngsten Phase fällt in die variszische Gebirgsbildung. Sie war so stark und

tiefgreifend, daß z. T. diatektische Gesteine von granitischem Habitus entstanden, die große Kalifeldspatkristalle besitzen.

Im N wird diese Gesteinsserie von der alten, oftmals belebten Störungszone des Pfahles abgeschnitten, im S in der Nähe des heutigen Donaulaufs waren es viele kleinere Bewegungszonen und Verbiegungen, welche die Überlagerung durch mesozoische und känozoische Schichten vorbereiteten. Der Pfahl wird im S von diatektischen, stärker durchbewegten, Feldspataugen führenden Gesteinen von wechselnder, bis auf 4 km anschwellender Breite begleitet, die frühzeitig den Namen Palite erhielten.

Auffallend ist, daß der E-Kontakt des Intrusivgebietes an viel stärker metamorphosierte Gneise stößt als der W-Kontakt. Diese Tatsache, die sich auch in den Gneisschollen innerhalb des Intrusivgebietes abbildet, hatte zur Folge, daß die ersten Bearbeiter, C. W. v. Gümbel (1868) und Frentzel (1911), den Passauer Wald vom Saldenburger bis zum Hauzenberger Granitmassiv als geschlossenes Granitmassiv ansahen (vgl. die geologische Übersichtskarte bei Frentzel). Zu dieser Deutung verführte der Umstand, daß die Gneise des Ilzgebirges zwischen den beiden großen, jungen Granitmassiven infolge der jungtertiären Rumpfflächenformung tief verwittert sind, so daß die widerstandsfähigeren Ganggranite wegen ihrer häufigen Blockbildung und Blockstreuung weiter verbreitet erscheinen, als es ihrem wirklichen Vorkommen entspricht. H. Cloos und seine Schule (1923 und 1927) lösten mit ihrer tektonischen Analyse den Komplex des Passauer Waldes in selbständige geologische Körper auf (vgl. ihre tektonische Karte des Passauer Waldes von 1927) und erarbeiteten eine regionale Intrusionsfolge. Gleichzeitig griff Drescher (1925) die Vorkommen der dioritischen Gesteine von Fürstenstein heraus, um sie eingehender sowohl tektonisch als auch gefügekundlich und mikroskopisch zu bearbeiten. Seine Ansichten einer Genese von Dioriten als Assimilationsprodukte aus Gneisen wurden von Scholz (1927) und Fischer (s. Drescher 1930) bestritten, die eine Deutung als Erstarrungsgesteine aus Differentiation vertraten.

Weitere Arbeiten von Drescher (1927 und 1930) schürten die Kontroverse. Auf sie antwortete vor allem Graber (1933), bis Drescher 1945 noch einmal Stellung dazu nahm. Als gesondertes Teilproblem wurden die Titanitfleckengesteine außerdem qualitativ eingehend von Osann (1923) und Fischer (1926) untersucht.

Es lag nach diesen Kontroversen nahe, das Fürstensteiner Gebiet als Ganzes mit makroskopischen und mikroskopischen Methoden aufzunehmen. Die fehlende geologische Kartierung sollte nachgeholt werden und einen festen Grundstock für die Erkenntnisse bilden. Die langjährige Diskussion machte es unvermeidlich, zu einer Gesamterfassung aller Intrusivgesteine des geschlossenen Gebietes auszuholen, um die Mängel früherer Arbeiten auszugleichen und einen Beitrag zur Klärung der offenen Fragen liefern zu können. Dieser Aufgabe möge die vorliegende Studie dienen.

A. Gesteinsbeschreibung

I. Die Quarzglimmerdiorite

Gemeinsame Merkmale: Die Intrusivgesteine von Fürstenstein tragen die typischen Merkmale reiner Intrusiva. Ihr Gefüge ist durchweg hypidiomorph-körnig. In der Regel hat die Beckesche Kristallisationsabfolge Gültigkeit. Das überwältigende Vorherrschen einer „typischen Erstarrungsstruktur", d. h. Kristallisation aus der Schmelze, ist heute gegenüber Drescher (1930, S. 483) für die dioritischen Gesteine in der Umgebung von Fürstenstein unumstritten. Allein über einzelne Schollen ist die Diskussion noch offen.

Gefüge: Die „hornfelsartige" oder „Hornfelsstruktur", wie Drescher (1925, Taf. II und 1930, S. 524) auch das von ihm als „granoblastisch" bezeichnete gleichkörnige Pflastergefüge nennt, ist meines Erachtens kaum eine Folge von Assimilation sedimentären Materials, sondern eine Folge von schneller Erstarrung der Schmelze. Es findet sich ja auch nur in den ältesten feinkörnigen Typen, die gangförmig im Gneis aufgedrungen sein müssen und in den echten Mischdioriten, die weitgehend vom umgebenden Granit aufgelöst wurden und dann nach Zufuhr granitischer Schmelze wieder schnell erstarrten (s. Drescher 1925, S. 34). Die frühen Quarzglimmerdiorite fanden ihre Nachbargesteine in kaltem Zustande vor. Sie gaben daher ihren Wärmeinhalt an die Umgebung rascher ab als die späteren Intrusionen, die in schon vorgeheizte Umgebung kamen und eine längere Kristallisationsdauer hatten. Zudem hatten die späteren Intrusionen auch die größere Masse (vgl. Karte). Der Reichtum an kleinen, unverdauten Gneisputzen weist ebenfalls auf die kurze Wirkung der frühen Schmelzen hin.

Mikroskopische Literatur: Frentzel 1911, S. 139—146; Drescher 1925, S. 29—41; Drescher 1930, S. 480—508.

Allgemeine Mineralbeschreibung

Plagioklas: tritt in allen phanerokristallinen Größen auf, hypidiomorph oder xenomorph in der Grundmasse. In jedem Schliff sind polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz zu beobachten, außerdem Karlsbader Zwillinge, die allerdings in den sehr feinkörnigen, dunklen Typen viel seltener sind. Gelegentlich stößt man auch auf Zwillinge nach dem Periklingesetz. Bavenoer Zwillinge, wie sie Frentzel (1911, S. 139) beschreibt, fand ich keine.

Die Zonarstruktur der Plagioklase ist wechselnd stark ausgeprägt. Bei den feinkörnigen Typen folgt dem ausgeglichenen, großen Kern meist nur eine verschwommene, selten zwei schmale Zonen, bevor der ungleiche Randsaum einsetzt, der sehr oft die gleiche Auslöschung zeigt, wie die rechteckigen Entkalkungszonen.

Die Optik der Plagioklase zeigt einen weiten Spielraum des Chemismus an, von An_{20} bis An_{50}.

Mikroklin: beschränkt sich im Großen und ganzen auf die Zwickel zwischen den Plagioklasen. Daher rührt die Armut an Karlsbader Zwillingen. Die häufige Verdrängung von Plagioklas geschieht orientiert.

Besondere Verhältnisse liegen bei den Mikroklinen der Titanitfleckengesteine, d. h. im Bereiche des Tittlinger Granits vor, die unten besprochen werden. Es handelt sich um Formen, die Drescher (1927) „Mikroklinholoblasten" nennt.

Quarz: kristallisierte mit Mikroklin zuletzt und ist demnach im Grundgewebe in der üblichen Ausbildung von Intrusivgesteinen zu finden.

Biotit: ist im Externgewebe im allgemeinen nicht idiomorph. Verdrängungen und Rekristallisationen aus primären, größeren Biotitblättern, denen die Biotite im Ablauf der Kristallisation der Restschmelzen unterlagen, sowie die enge Korrelation mit Hornblende, aus der er großenteils hervorgegangen ist, zeichnen die Biotitaggregate aus. Ihr Habitus ist uneinheitlich. Die Biotitisierung der Hornblenden ist ein Indiz für Temperatur- und Kaliumeinwirkung zur Zeit der Mikroklinbildung oder für die Einwirkung von Restlösungen des eigenen Magmas.

Drescher (1925, S. 46) erkannte diesen Unterschied in der Kristallausbildung der Biotite in reinen Quarzglimmerdioriten und von Granit beeinflußten Mischformen. Die frühen Kristalle sind unberührt als Tafeln oder Scheiter ausgebildet, können aber in Mikroklin oder Quarz zerfetzt und skelettartig wie die von Hornblenden stammenden Biotite Reste von Korrosion und Umkristallisation sein.

Etwas anders sehen die Biotite in den Titanitfleckengesteinen aus. Fischer (1926) nahm zwei Wachstumsphasen an, eine frühe Normalform und kleine, scharfe Neubildungen in Mikroklin. Ich möchte es als längere Temperatur- und Lösungseinwirkung des Tittlinger Granits auf die Dioritschollen zurückführen, als sie bei den anderen Diorit/Granit-Kontakten geschehen sind.

Hornblende: Ihr Pleochroismus spielt von grasgrün (n_z) nach blaugrün (schilfgrün) (n_x). In den putzenartigen Anhäufungen, von Biotiten ummantelt, ist sie gern mit Apatit, Orthit und Epidot vergesellschaftet. Pyroxenrelikte wurden in den Hornblendeputzen der normalen Quarzglimmerdiorite nicht gefunden. Manchmal ist die Hornblende nach (100) verzwillingt.

Titanit: hat eine allgemeine Verbreitung. Er ist in einer xenomorphen Form erwiesen, die im Kern ein xenomorphes Ilmenitkorn birgt, das im Vergleich zum Titanit alle Größen haben kann. Es ist nicht eindeutig zu entscheiden, ob eine primäre Frühausscheidung oder eine deuterische Umsetzung von Titaneisen in Titanit vorliegt. Solche Umsetzungen sind eine in sehr vielen Gesteinen verbreitete Erscheinung. Im Mittel haben diese Titanite einen Durchmesser von 0,2 mm, die Erzkörner von 0,1 mm. Ein typisches Bild davon zeigt Frentzel 1911 (S. 141, Abb. 3).

Eine zweite Form ist die skelettartiger, allotriomorpher Kristalle, wie sie Fischer 1926 gezeichnet hat. In den meisten Fällen hängt der Titanit mit seiner großen Kristallisationskraft noch als Einkristall zusammen, oft aber auch liegt ohne Rücksicht auf die Wirtskristalle eine verstreute Ansammlung von Kristallteilen oder Einzelkörnern vor. Daß der Titanit alle angrenzenden Komponenten umfaßt, wenige davon einschließt und doch die Idiomorphie nach Möglichkeit verwirklicht, erweist diese Kristalle als spätere Ausscheidungen, als das Intergranularennetz schon bestand, in dem sie ihre Kristallfront vorschoben.

Eine letzte, junge Form trifft man insbesonders in Gesteinen an, die eine partielle Auflösung seitens der Granite erfahren haben. Dort beobachtet man gelegentlich schöne, fast einschlußfreie, langgezogene Rautenschnitte, die zum weitaus größten Teil von Mikroklin und Quarz umgeben sind. Ob diese andere Form gegenüber den gedrungenen Schnitten ein Produkt der erniedrigten Tem-

peratur bei ihrer Kristallisation ist, ist mir unbekannt, könnte aber ebenso der Fall sein, wie eine Abhängigkeit vom Wasserdampfdruck oder von Restlösungen.

Dreschers Behauptung (1925, S. 46), daß der Titanit in den saueren Gliedern zunehme, wird durch meine quantitativen Vermessungen widerlegt. Damit fällt auch sein Beweis für spätere magmatische Zuführung, zumal ein Kluftbelag von Titanit eine lokale Wanderung im Gefolge der Intrusion des Saldenburgers Granits sein kann. Die von ihm angegebenen Beobachtungspunkte, Stbr. Schafreuth (Nr. 13) und der Fälschinger Bruch (Nr. 15), liegen ja beide in nächster Nähe des Saldenburger Granits (1925, S. 39). Sicherlich aber gab es in der Spätphase der Sammelkristallisation eine Titanitbildung.

Drescher (1945, S. 310) räumt der Titanitentstehung drei Möglichkeiten ein:

1. primäre Titansäureführung der Sedimentschollen, aus denen er durch Assimilation die Diorite entstehen läßt,
2. als Anreicherung aus dem Granit in der Umgebung der Schollen, und
3. pneumatolytische Zufuhr.

Die ersten beiden Möglichkeiten fallen weg, da einmal die sedimentäre Natur der Diorite widerlegt ist, und zum anderen die dioritischen Gesteine unabhängig von ihrer Beziehung zu den Graniten mehr Titansäure enthalten als die umgebenden Granite. Die letztgenannte Möglichkeit käme in Frage, allerdings kaum für die Titanitausscheidungen um Ilmenit.

Erz: Von den Erzen ist zuerst der beim Titanit erwähnte Ilmenit ein wichtiger Bestandteil. Hinzukommen, meist idiomorph, Pyrit und Magnetit. Allgemein gilt die Regel, daß Proben mit vermindertem Titanitgehalt desto mehr Erz enthalten; und zwar kommt auf zwei Teile Titanit etwa ein Teil Erz. Berücksichtigt man diese Beziehung, so ist der Titanhaushalt der gesamten quarzglimmerdioritischen Gesteine sehr ausgeglichen.

Apatit: Seine Korngröße steigt mit der durchschnittlichen Korngröße des Diorits im gleichen Maß an, so daß angenommen werden kann, die Phosphorsäure sei in der Schmelze gleichmäßig verteilt gewesen und zum größten Teil kurz vor oder während der Kristallisation ausgeschieden worden. Ein weiteres Anzeichen dafür ist seine Verteilung in allen Komponenten. Von nadeligem zu säuligem Habitus sind alle Übergänge vertreten, während kurze, breite Formen fehlen. Die säuligen Kristalle lehnen sich mit Vorliebe an die mafischen Minerale an. Es sind die frühen Kristallkeime. Hohlkanäle, meistens mit Quarz gefüllt, wurden häufig beobachtet.

Orthit: von Frentzel (1911, S. 141) nicht gefunden und für sehr selten gehalten, sieht auch Drescher (1925, S. 36) als seltene Bildung an. Demgegenüber fand ich, daß gerade dieses Mineral kennzeichnend für die alte Gesteinsgruppe bis zum Tittlinger Granit einschließlich ist. Die reinen Quarzglimmerdiorite haben allerdings nur kleine Kristalle, die braun oder schon zersetzt sind und im Gegensatz zu den jüngeren Intrusiva keinen Zonarbau und keine Zwillingsbildung aufweisen.

Zirkon: ist in allen Schliffen in oft sehr verschiedener Form, idiomorph, ohne Pyramidenflächen, abgerundet, mit Hohlkanal und korrodiert vorhanden. Die Größe schwankt von kryptokristallinen Zirkonen bis zu 1 mm langen Säulen.

Darstellung: Auf folgender Tabelle kommen zur besseren Übersicht in gedrängter Form die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale der einzelnen Intrusivgesteinstypen zur Darstellung. Sie möge den spröden Stoff der langatmigen Beschreibung etwas flüssiger leserlich machen.

Zusammenfassung der wichtigsten Unterscheidungsmerkmale der Intrusivgesteine

Name des Gesteins	Vorkommen Stbr. Nr.	Mafite Farbzahl	Pl-Mittel (Vol %)	Kf-Mittel (Vol %)	Korngefüge	besondere Merkmale: Fleckenverteilung etc.
Plagioklasdiorit v. Unterpolling	7	27,3	50,4	1,6	mk	Hb bis 8 mm, Bi 2 mm (max. 3 mm)
Paradiesdiorit	1	38,2	39,5	7,3	mk	Hb-Bi-Aggregate
Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit	34	23,4	47,5	2,4	fk	Pl bis 5 mm (max. 8 mm) 20 000 bis 40 000 Titanitflecken/qm
Titanitfleckendiorit	29, 30, 31, 32, 36, 38	25,3	42,8	7,8	fk	Mi-Xenoblasten bis 2 cm, Tit bis 3 mm
Steininger Quarzglimmerdiorit	5, 4, 11, 12, 13, 8, 20	28,0	46,7	8,6	fk	6000 bis 7000 Hb-Bi-Flecken (2—3 mm ⌀)
Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen	14	19,8	37,0	20,4	fk	Einschlußarme Mi-Großkristalle bis 2 cm Länge
Panholzer Quarzglimmerdiorit	10, 18, 28	23,7	47,0	11,3	fk/mk	3500 bis 4300 Hb-Bi-Flecken/qm (bis 5 mm ⌀)
Tittlinger Mischdiorit	29, 30, 31, 32, 36, 38, 39	18,5	45,4	10,5	fk/mk	Mi-Xenoblasten bis 2 cm Länge
Hb-Bi-Fleckengranite	26, 1, 2, 16, 15, 17, 22	21,1	39,6	16,7	mk	1000 bis 1200 Hb-Bi-Flecken (3—5 mm, max. 10 mm ⌀)
Peigertinger Mischdiorit	27	15,3	39,1	21,6	mk	wechselnde Fleckenführung
Sehr fk Biotitgranit	33, 37	13,0	41,7	17,5	fk	sekundär Mu
alte fk Ganggranite	—	13,4	39,5	17,8	fk	bis 2 mm große Pl
Tittlinger Granit	41, 42, 43, 44, 45	12,4	42,2	19,6	mk	Tit- und Orthitführung
a) granodioritische Partien		12,7	46,4	13,1	mk	
b) granitische Partien		12,1	37,9	26,2	mk	
Eberhardsreuther Granit	47, 48	9,8	41,3	20,7	mk (gk)	
Zweiglimmergranite	6, 7, 8, 10, 11, 12 etc.	6,7	29,7	29,8	fk, mk	meist straffe Regelung
Saldenburger Granit	14, 23, 44, 49	5,9	28,7	36,1	riesenkörnig	Kf-Einsprenglinge von 3—5 cm (max. 9—10 cm) Länge und von 1 cm Dicke

1. Granodioritischer Plagioklasdiorit von Unterpolling oder intrusiver „Paragranodiorit" (Stbr. Nr. 7)

Literatur: In einem 1954/55 in größerem Umfang wieder in Betrieb genommenen Steinbruch S Unterpolling (Nr. 7) ist ein besonderes, noch nicht beschriebenes Gestein aufgeschlossen worden.

Vorkommen: Eine Scholle dioritischen Materials führt an vielen Stellen Gneisschollen bis zu mehreren Metern Durchmesser. Sie liegt allseitig in Zweiglimmergranit, dessen Gänge sie mehrfach durchschlagen.

Habitus: Das mittelkörnige, zum geringen Teil feinkörnige Gestein ist auffallend plagioklasreich und hat große Biotite und weit weniger, aber bis zu 8 mm lange Hornblendesäulen. Dazwischen sind braune Titanitkriställchen augenfällig. Der Plagioklasdiorit oder kalifeldspatarme „Granodiorit" wirkt hervorstechend schwarzweißscheckig.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	1	2	3	4
Schliffnr.	6829/1	6829/2	6829/3	Mittel
Pl	48,2	49,1	53,7	50,4
Mi	3,0	0,5	1,3	1,6
Qu	21,7	21,3	19,2	20,7
Bi	21,8	23,1	19,8	21,6
Hb	2,6	3,5	3,0	3,0
Tit	1,3	1,4	1,6	1,4
Erz	0,3	0,1	0,2	0,2
Ap	0,9	0,8	1,0	0,9
Zr, Pistazit und Orthit	0,2	0,2	0,2	0,2
Punkte	4685	4895	4517	14097

Schliffnr. 6829/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 7

Mineralbeschreibung

Plagioklas: durchschnittliche Größe der Tafeln: 1—2 mm (max. 3 mm) lang; 0-5—1 mm (max. 2 mm) breit (010) und etwa halb so dick wie breit.

Karlsbader Zwillinge nicht selten, gelegentlich Zwillinge nach dem Periklingesetz.

Zonarbau wechselhaft ausgeprägt, meist dreischalig, Entkalkungen oft tiefgreifend.

Chemismus: 1) Kern An_{42}, 1. Zone An_{28}
2) Kern An_{36}, 1. Zone An_{27}, Rand An_{22}
3) Kern An_{43}, 1. Zone An_{35}, 2. Zone An_{27}
4) Kern An_{38}, 1. Zone An_{29}, Rand An_{20}
5) Kern An_{35}, 1. Zone An_{26}, Rand An_{20}.

Entkalkte Partien variieren in ihrem Chemismus stets zwischen Rand und letzter Zone, im vorliegenden Falle zwischen An_{30} und An_{20}.

Mikroklin: beschränkt sich auf schmale Zwickel; dort auch Myrmekitbildung.

Quarz: schwach undulöse, große Pflaster.

Biotit: durchschnittliche Größe der Scheiter: 2 mm (max. 3 mm) lang; 0,5 mm (max. 1 mm) dick (in der c-Achse).

Pleochroismus: rötlichbraun (n_x), rostbraun (n_z), grünlichockerbraun bei Titanentzug.

Hornblende: schlank oder gedrungen, Größe wechselnd, bis einige mm lang, fleckig.

Pleochroismus: grasgrün (n_x), schilfgrün (n_x infolge Ionendiffusion), kräftig braungrün (n_z).

$2V_x$ = 70, 72, 70, 73, 68, 70, 72; Mittel: 71° ± 2°
n_z/c = 18—21.

Titanit: z. T. mit Ilmenitkern, meist aber hypidiomorph oder allotriomorph in unmittelbarer Nähe der mafischen Gemengteile, Frühausscheidungen (längste Diagonale der Rautenschnitte im Mittel ca. 1 mm) und sekundär xenomorph in Spaltrissen von Biotit.

Erze: Ilmenit, Magnetit und Pyrit.

Apatit: im Verhältnis zu den reinen Quarzglimmerdioriten in gedrungeneren Formen, im Kern teils durch winzige Schüppchen (evtl. geregelte Entmischungen eines Phosphats seltener Erden) getrübt, teils mit Zentralkanal, teils mit beiden Merkmalen.

Epidot: Pistazit und Klinozoisit, letzterer sekundär nach Hornblende.

Orthit: 0,5 bis 1 mm Ausdehnung in c.

Zirkon: in Biotit klein und nicht idiomorph, in Quarz bis 0,7 mm lange Säulen mit gut ausgeprägten (100)- und (111)-Flächen. Vielleicht sind zwei Generationen ausgebildet. Nur die späten idiomorphen Zirkone besitzen Zentralkanäle und dies lediglich im Wirtskristall Quarz. Der Quarz ist manchmal durch radioaktive Strahlung um große Zirkone zerbrochen.

Bemerkungen zur Genese: In einer chemisch etwa äquivalenten Gneisscholle des Vorkommens wurden folgende Hornblende-Achsenwinkel gemessen:

1) $2V_x$ = 70, 65, 65, 72, 71, 66, 70, 70; Mittel: 68° 30′ ± 3°
2) $2V_x$ = 82, 84, 80, 80; Mittel: 81° 30′ ± 2°
n_z/c = 18, 20.

Es sind deutlich zwei Maxima der Winkelwerte vorhanden, die zeigen, daß ein Altbestand an Hornblenden vorliegt, der z. T. rekristallisiert ist. An einem zonar fleckigen Exemplar konnten Kern und Rand untersucht werden. $2V_x$ für den Kern beträgt 84°, für den Rand 72°. Es wird daher vermutet, daß der Altbestand an Hornblenden im Gneis mit höheren Winkelwerten von Schmelze und diffundierenden Lösungen angegriffen wurde, woraus die Hornblenden mit den niedrigen Winkelwerten hervorgehen. Auf jeden Fall aber sind die Hornblenden in Gneis und Intrusiv verschieden. Der Pleochroismus der Gneishornblenden geht von Schilfgrün (n_x und n_y) nach Dunkelgrün bis Olivgrün (n_z).

Zum Vergleich wurde noch eine Amphibolitscholle (0,5 Durchmesser; Dünnschliff stammt aus dem Kern) untersucht, die in der Randfazies des Saldenburger Granits (Priefinger Bruch, Nr. 21) gefunden wurde.

Der Pleochroismus ihrer Hornblenden ist lichtgrün (n_x) nach gelbgrün (n_z). Folgende $2V_x$-Werte wurden ermittelt: 65, 86, 70, 77, 70, 74, 80, 75, 82, 80,

72, 76. Hier streuen im Gegensatz zur Gneisscholle im Unterpollinger Bruch (Nr. 7) die Werte zwischen 65 und 86°.

Die feinkörnige Amphibolitscholle aus dem Priefinger Bruch zeigt unter allen Umständen optische Achsenwerte, die vom Granit unbeeinflußt sind.

Die Scholle grobkörniger diatektischer Migmatitgneise aus dem Unterpollinger Bruch jedoch ist kontaktmetamorph verändert. Wir werden unten sehen, daß in den Dioriten nirgends Hornblende-Achsenwinkel über 74° auftauchen. Auch farblose Hornblenden der Cummingtonitreihe, die in den Metamorphiten des Passauer Waldes verbreitet sind (frdl. mündliche Mitteilung von Prof. FISCHER), konnte ich in den Dioriten nicht finden.

2. Paradiesdiorit, mittelkörniger Hornblende-Glimmerdiorit (Stbr. Nr. 1)

L i t e r a t u r: FRENTZEL (1911, S. 144—145) beschrieb erstmalig das Gestein als „kersantitisches Endglied des Salzwegdiorites" (nach FRENTZEL Bezeichnung einer basischen Konstitutionsfazies des Fürstensteindiorites, „die sich durch ihr dunkleres Aussehen und feineres Korn leicht von ihm unterscheiden läßt") und deutete das Vorkommen als eine mächtige Schliere. Dieser letzten Ansicht schloß sich DRESCHER (1925, S. 40—41) an, der dann das Gestein „Hornblende-Glimmerdiorit" benannte.

V o r k o m m e n: Der Paradiesdiorit findet sich im Stbr. Paradies (Nr. 1). Er ist schollenlos, auch frei von Gneisschollen und muß als das älteste Gestein der Dioritfolge angesehen werden. Im S grenzt der heute als Scholle vorliegende Körper an Hornblende-Biotit-Fleckengranit, im N an Saldenburger Granit. Der Fleckengranit löst Schollen vom Paradiesdiorit ab, doch ist der Kontakt scharf, steil und gerade. Der Saldenburger Granit greift mit bis fußbreiten Apophysen pegmatitischen Aussehens einige Meter in den Diorit hinein. Sonst fällt der Steinbruch durch seine Gleichförmigkeit, das Gestein durch seine Einheitlichkeit auf, so daß es sich weit und breit allein von allen Dioriten für Denkmäler und zu Werksteinen eignet. Die Streckung verläuft konstant 55—60° und fällt mehr oder minder saiger. Im nahegelegenen Peterbruch (Nr. 2) treten im NW-Eck metergroße Schollen von Paradiesdiorit, ummantelt von Hornblende-Biotit-Fleckengranit in ca. 5 m breiten Gängen von Saldenburger Granit auf (s. Abb. 2).

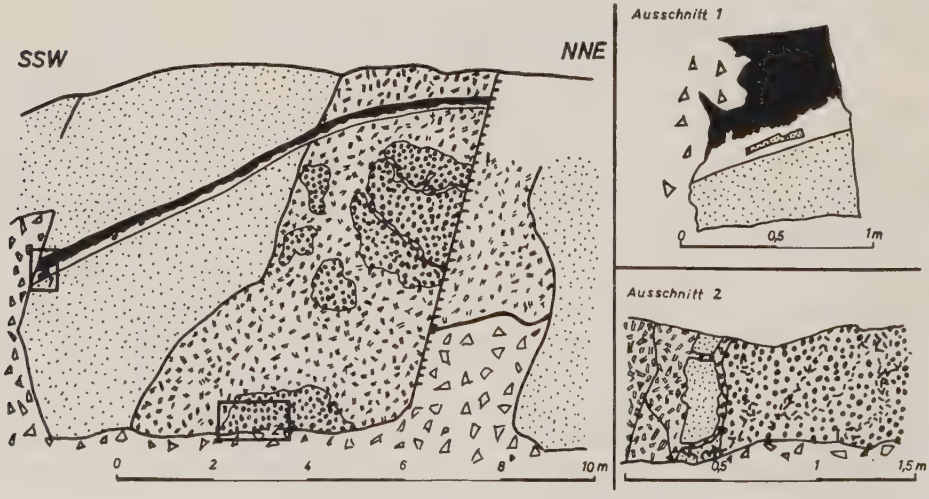


Abb. 2. Hornblende-Biotit-Fleckengranit (Varietät Buchleiten) fein punktiert; Saldenburger Granit = Doppelstriche; Paradiesdiorit fett punktiert; Dioritphorphyrit schwarz; Granitaplit weiß; Schutt = Dreiecke. Stbr. Nr. 2 (Bl. Schöllnach).

Habitus: Unter den Quarzglimmerdioriten ist der Paradiesdiorit zuerst durch sein mittelkörniges Gefüge ausgezeichnet, das makroskopisch auf den ersten Blick hin regellos scheint, dann durch den Reichtum an Hornblenden, die sich aus grünen Aggregaten zusammensetzen, ohne infolge der dichten Verteilung dieser Anreicherungen ein fleckiges Bild zu geben, und schließlich durch das Auftreten von Erzkörnchen, vornehmlich Pyritkristallen, die schnell rosten und den einzigen Schönheitsfehler des Diorits verursachen.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	5	6	7	8	9	10	11	12
Schliffnr.	6827/1	6827/2	6827/3	Mittel	6831/1	6831/2	6831/3	Mittel
Pg	37,6	44,1	42,4	41,3	35,6	35,4	42,1	37,7
Mi	6,2	6,8	5,6	6,2	8,8	11,4	4,4	8,3
Qu	14,8	15,2	15,2	15,1	14,1	16,8	13,4	14,9
Bi	21,4	18,3	18,8	19,5	18,9	16,6	19,2	18,3
Hb	16,2	12,0	14,6	14,3	16,8	15,4	17,0	16,3
Tit	2,0	1,6	1,7	1,8	2,7	1,9	1,8	2,1
Erz	0,5	0,6	0,5	0,5	0,8	0,5	0,4	0,5
Ap	1,2	1,2	1,1	1,2	1,8	1,3	1,3	1,4
Orthit und Ep . .	0,1	0,2	0,1	0,1	0,5	0,7	0,4	0,5
Zr und Xe . . .	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
Punkte	4946	4935	3650	13531	2681	2963	3178	8823

Schliffnr. 6827/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 1
Schliffnr. 6831/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 1

Mineralbeschreibung

Plagioklas: durchschnittliche Größe der kurzen, dicken bis langen, schmalen Tafeln: 1,5 mm (max. 3 mm) lang; 1 mm (max. 2 mm) breit; ca. 1 mm (0,2 mm) dick, d. h. ebenso dick wie breit.

Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz häufiger als nach dem Periklingesetz. Zonarbau meist zweischalig.

Chemismus: 1) Kern An_{45}, 1. Zone An_{32}
2) Kern An_{42}, 1. Zone An_{32}
3) Kern An_{45}, Rand An_{23}
4) Kern An_{40}, Randsaum An_{20}
5) Kern An_{42}, Rand An_{22}

Mikroklin: allotriomorph zwischen Biotit und Plagioklas, korrodiert er aggressiv Biotit und Plagioklas, bevor rückläufig Myrmekitbildung einsetzt. Mehrere Messungen an Myrmekiten ergaben An_{15}.

Quarz: bildet große, einheitliche Kristalle mit wenigen, aber deutlichen Sprüngen.

Biotit: zeigt zweierlei Habitus. Die primären Biotite sind hypidiomorphe, würfelige Gebilde mit einem Durchmesser von rund 1 mm in a, b und c, die aus Hornblende sekundär entstandenen dagegen liegen als Fetzen und Lappen vorzugsweise um die Hornblendeflecken vor. Der Abstand von Mittelpunkt zu Mittelpunkt der Flecken beträgt im Höchstfalle 5 mm. Pleochroismus: hellolivbraun (n_x und n_y), tabakbraun mit Grünstich (n_z).

Hornblende: als große, gefelderte Kristalle im Kern der Flecken (1—2 mm, max. 3 mm lang) und kleinere, optisch einheitliche Kristalle wirr rundherum. Verzwillingt, mitunter lamellar nach (100). Im Schliff Nr. 6827/3 sind aufgrund von Spaltbarkeit und optischem Charakter Andeutungen von Uralitisierungen zu sehen. Pleochroismus: licht blaugrün (n_x), dunkel grasgrün (n_z)

$2V_x = 71, 64, 65, 70, 72, 70, 70$; Mittel $69° \pm 4°$
$n_z/c = 18—21$

Titanit: Neben gemeinem Titanit in der üblichen Form mit Titanomagnetit im Kern oder hypidiomorph ist weit spärlicher ein Yttrotitanit (Keilhauit) vertreten, der sofort durch radioaktive Höfe und weit niedrigere Doppelbrechung in die Augen fällt. Er ist gestreckt in Schnitten senkrecht b und dort bis 1 mm lang. Ohne an bestimmte Minerale gebunden zu sein, durchsetzt er gern in Form schmaler Spieße das Korngefüge. Er tritt durchaus akzessorisch und ohne Besonderheiten neben gemeinem Titanit in demselben Dünnschliff auf.

Erz: in erster Linie als Titanomagnetit, wenig Pyrit.

Apatit: stäbchenförmig oder auch in Säulchen von 0,2—0,3 mm Länge und 0,1 mm Durchmesser, doch niemals nadelig.

Epidot: idiomorph als Pistazit oder als schmaler Saum der Orthite.

Orthit: oft zonar gebaut, meist ohne Epidotrand. Die Maximalgröße beträgt 0,5 mm. Er findet sich fast nur in der Nähe der Mafite, vor allem von Biotit.

Zirkon und Xenotim: verschwindend wenig und untrennbar. Der geringe Gehalt wird durch das Vorkommen von Yttrotitanit erklärt.

3. Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit (Stbr. Nr. 34)

Literatur: Frentzel (1911, S. 139 bzw. 142) faßte unter der Bezeichnung „Fürstensteindiorit" eine Gruppe quarzglimmerdioritischer Gesteine des Passauer Waldes zusammen, die er als basische Randfazies des „Passauer Waldgranites" Gümbels (1868, S. 309 bzw. 639) betrachtet und von einem dunkleren Typ, dem „Salzwegdiorit" abtrennt (Typlokalität Salzweg im SE von Bl. Hutthurm). Demgegenüber wird hier der unscharfe Sammelbegriff auf die lokalen Quarzglimmerdiorit-Vorkommen in Fürstenstein selbst eingeschränkt. Drescher (1930, S. 505 bis 506 und Taf. L, Fig. 1) beschreibt Schollen dieser Varietät[2]) aus dem Stbr. Bornhofen (Nr. 34; s. a. Abb. 3) und deutet sie als Hornfelse mit „zweifelsfreiem Paragesteinscharakter".

Vorkommen: Diese Schollen „schwimmen" mit scharfem Kontakt samt und sonders im südlichen Rand des Saldenburger Massivs in der Umgebung von Fürstenstein auf. Aufschlüsse fehlen fast völlig. Beim Aushub von Baugruben oder als Fundamente von Häusern trifft man ab und zu das Gestein.

Habitus: Auf den ersten Blick kennzeichnen es bis 5 mm (max. 8 mm) lange Plagioklasleisten, welche in einer sehr feinkörnigen, biotitreichen Grundmasse stecken, die durch Biotitputzen etwa gleicher Größe mit seltenen Relikten von Hornblende aufgelockert wird. Mitunter beobachtet man kleine Flecken bis zu 1 cm Durchmesser, die auf fast vollkommen verdaute Gneisreste schließen lassen. Deutlich ausgeprägt ist eine Fluidaltextur 60/90.

---

[2]) Die Streitfrage um das Alter der Pegmatitgänge im Diorit ist in diesem Zusammenhang belanglos.

Abb. 3. Quarzglimmerdiorit (Typ Fürstenstein) punktiert; Saldenburger Granit (mittelkörnige Randfazies) weiß. Stbr. Nr. 34 (Bl. Tittling).

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	13	14	15	16	17
Schliffnr.	2057/1	2057/2	2057/3	Mittel	9252
Pl	47,6	49,0	48,0	48,2	45,3
Mi	2,3	1,5	1,8	1,9	3,8
Qu	28,0	27,4	27,5	27,6	23,9
Bi	19,4	19,0	19,8	19,4	24,6
Tit	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3
Erz	1,0	1,2	1,1	1,1	1,3
Ap	1,1	1,3	1,2	1,2	0,5
Orthit und Zr	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
Punkte	4171	3988	5040	13199	4614

Schliffnr. 2057/1, 2 und 3: Burg Fürstenstein, N-Seite (R 45 97,86; H 53 99,00)
Schliffnr. 9252: Stbr. Nr. 34, Scholle mit einem Minimaldurchmesser von 5 m

Mineralbeschreibung

Plagioklas: Es liegen in einer feinkörnigen Grundmasse tafel- oder leistenförmige Einsprenglinge von recht unterschiedlicher Größe, im Mittel: 2—3 mm (max. 8 mm) lang, 1—1,5 mm (max. 3 mm) breit und 1 mm (max. 2 mm) dick.

Zwillinge nach dem Karlsbader und nach dem Periklingesetz sind verbreitet. Zonarbau besteht nur aus einem großen, einheitlichen Kern und einer schmalen Hülle. In manchen Fällen schiebt sich eine äußerst schmale Zone dazwischen, entkalkte Partien zeigen die Auslöschung des Bandes oder auch der schmalen Zwischenzone.

Chemismus:
1) Kern An_{45}, 1. Zone An_{30}, Randsaum An_{21}
2) Kern An_{50}, 1. Zone An_{36}, Rand An_{24}
3) Kern An_{35}, 1. Zone An_{30}, Rand An_{20}
4) Kern An_{44}, 1. Zone An_{35}, Rand An_{24}
5) Kern An_{44}, 1. Zone An_{35}
6) Kern An_{35}, Rand An_{19}, Saum An_{15}
7) Kern An_{44}, Rand An_{20}
8) Kern An_{50}, 1. Zone An_{42}, Rand An_{20}
9) Kern An_{42}, Rand An_{20}
10) Kern An_{37}, Rand An_{18}
11) Kern An_{41}, Rand An_{21}
12) Kern An_{35}, Rand An_{20}, Saum An_{17}

Die Messungen 1) bis 6) einschließlich stammen von Proben aus dem Stbr. Nr. 34, die anderen von der N-Seite der Burg Fürstenstein.

Mikroklin: bloß in Kriställchen in Zwickeln zwischen Plagioklas und Biotit.

Quarz: Unter den Quarzglimmerdioriten ist der Quarzreichtum dieses Typs hervorzuheben. Die Größe der gerundeten Körner beträgt nach Drescher 0,08—0,1 mm.

Biotit: Die Blättchen sind durchschnittlich von 0,2 mm Durchmesser und 0,1 mm dick. In seltenen Fällen, wo man halbverdaute Gneisreste vermuten darf, erreichen sie in Gesellschaft mit größeren Quarzen 1 mm Durchmesser und 0,2 mm Dicke. Gelegentlich tritt er in winzigen Kristallen idiomorph in Plagioklas auf. Biotit zeigt zweierlei Pleochroismus, im Stbr. Nr. 34 dunkeloliv für n_z und oliv für n_x, an der Burg Fürstenstein dagegen rotbraun für n_z und tabakbraun für n_x. Nach Drescher ist in manchen Schliffen mehr Chlorit als Biotit. Ich kann seine Beobachtungen an meinem frischen Material nicht bestätigen.

Titanit und Erz: korrespondieren miteinander. Überwiegend sieht man Titanit als Band um Titaneisenkörner. Das Erz findet sich in unregelmäßigen Anhäufungen wie der xenomorphe Titanit. Ich möchte annehmen, daß hier eine weitgehende Pseudomorphose von Titaneisen nach Titanit vorliegt, wofür manche Schnittformen sprechen.

Apatit: bald bis 0,5 mm (max. 1,5 mm) lange, 0,1 mm breite Säulchen, bald Nadeln. Die großen Apatite sind an die Korngrenzen des Biotits gebunden. Z. T. haben sie einen Zentralkanal, der mit Quarz oder auch mit Biotit gefüllt ist. Nach dem Augenschein schätzt man die Einschlußdichte des Apatits in den saueren Rändern der Plagioklase um ein Mehrfaches größer als in den Kernen.

Orthit: ist recht häufig, doch nur in kleinen Kristallen gemäß der besonderen Feinkörnigkeit des Gesteins. Die Epidot-Säume sind winzig. Der Orthit selbst ist, auch wenn nicht isotropisiert oder völlig zersetzt, braun und unansehnlich. Er wird stellenweise von Quarz verdrängt, gehört also zur Hauptkristallisation des Quarzglimmerdiorites.

Zirkon: ist selten gut idiomorph ausgebildet. Entweder er ist gebuchtet oder zerbrochen und in ein Haufwerk von Kristallteilen zusammengedrängt.

Das wäre auf eine Kristallisation noch vor der Erstarrung des Magmas zurückzuführen.

Gefüge: Drescher kennzeichnet es als „Pflasterstruktur mit Feldspäten als Zwischenklemmungsmasse". Diese Struktur in Verbindung mit der chemischen Zusammensetzung des Gesteins veranlassen ihn, für diesen Diorit den Paragesteinscharakter fest zu behaupten. Ich kann seinen Beweisen nicht folgen, da ich das Gefüge auch bei einem gangförmigen Diorit für möglich halte, der schnell abkühlt, so daß die mitgebrachten Feldspateinsprenglinge in einem feinkörnigen Grundgewebe verbleiben.

Da die Pflasterstruktur unabhängig vom Kontakt zur Randfazies des Saldenburger Granits auftritt, ist sie kein Rekristallisationsprodukt. Es liegen ja auch keine Anzeichen für teilweise Aufweichung und Auflösung des Diorites vor (vgl. dazu Kap. „Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen").

Schwieriger, finde ich, ist die Zersetzung verschiedener Komponenten zu erklären, u. a. Serizitisierung, Muskovitisierung und Entkalkung der Plagioklase, Zersetzung der Orthite etc. Dazu zählt auch die Vererzung des Titanits und die von Drescher erwähnte Chloritisierung der Biotite. Vielleicht sind auch ehemalige Hornblenden biotitisiert.

Zweierlei Deutungsmöglichkeiten kämen hierfür in Frage, Autometasomatose des Gesteins oder, was mich aufgrund geologischer Lagerung der Schollen wahrscheinlicher dünkt, eine schwache hydrothermale Kontaktwirkung von der Randfazies des Saldenburger Massivs her.

4. Titanitfleckendiorit, Englburgit Frentzels (als Schollen) (Stbr. Nr. 29, 30, 31, 32, 36, 38)

Literatur: Zuerst fand dieses markante Gestein Erwähnung bei Frentzel (1911, S. 145 f.) unter den Dioriten des Typus Fürstenstein. Ohne sich genau über die Genese zu äußern, dürfte er für die „Englburger Gesteine" die gleiche Bildung als basische Randfazies des Passauer Waldgranites vorausgesetzt haben.

Osann (1923, S. 228 ff.) vergleicht das Englburger Titanitfleckengesteinsvorkommen mit den früher beschriebenen und kommt zu dem Schluß, daß es sich bei den Englburgiten Fürstensteins um aus der Tiefe emporgerissene Schollen und Schollen einer randlichen Differentiationskruste handelt, also um eine Kontaktfazies des Granites (S. 237), die er folgendermaßen kennzeichnet: „Die kersantitähnliche Struktur, der große Apatitgehalt erinnnern an den lamprophyrischen Charakter mancher solcher Randbildungen."

Drescher (1925, S. 29 f.) hebt vor allem seine Beobachtung hervor, daß die titanitführenden Feldspat-Quarzaugen vollständig zusammenhängende Lagen bilden können (Aufschlüsse im Fürstenholz) und so den Eindruck erwecken, „als ob eine primär vorhandene Feinschichtung durch spätere Kristallisationsvorgänge abgebildet würde".

Fischer (1926) sieht in den Titanitfleckengesteinen nur eine besondere Fazies der größeren basischen Massen und erkennt, daß die Flecken an basische Schlieren in Granit oder an randliche Partien größerer dioritisch-syenitischer Massen gegen Granit gebunden sind und damit vollkommen mit den schwedischen und französischen Vorkommen übereinstimmen. Manches spreche für die lamprophyrische Natur dieser Spaltungsprodukte nach der Auffassung von Milch, Weinschenk und Willmann. Fischer meint abschließend (S. 168): „Im ganzen halte ich die Titanitfleckengesteine für in Differentiation begriffene magmatische Schlieren, die von der Erstarrung gewissermaßen überrascht und in ihrem unfertigen Zustand verfestigt wurden."

1927 versuchte Drescher die Assimilationsnatur der Schollen als teils resorbierte Gneise und Amphibolite mit Hilfe von Gefügeuntersuchungen und geochemischen Methoden zu beweisen. 1930 (S. 480—494) will er seine Auffassung mit ausführlichen Untersuchungen stärken, doch halten auch sie einer kritischen Prüfung heute nicht mehr stand. Dreschers Verteidigungen 1930 bzw. 1945 auf die Angriffe von Scholtz (1927) und Graber (1933) können bei vielen

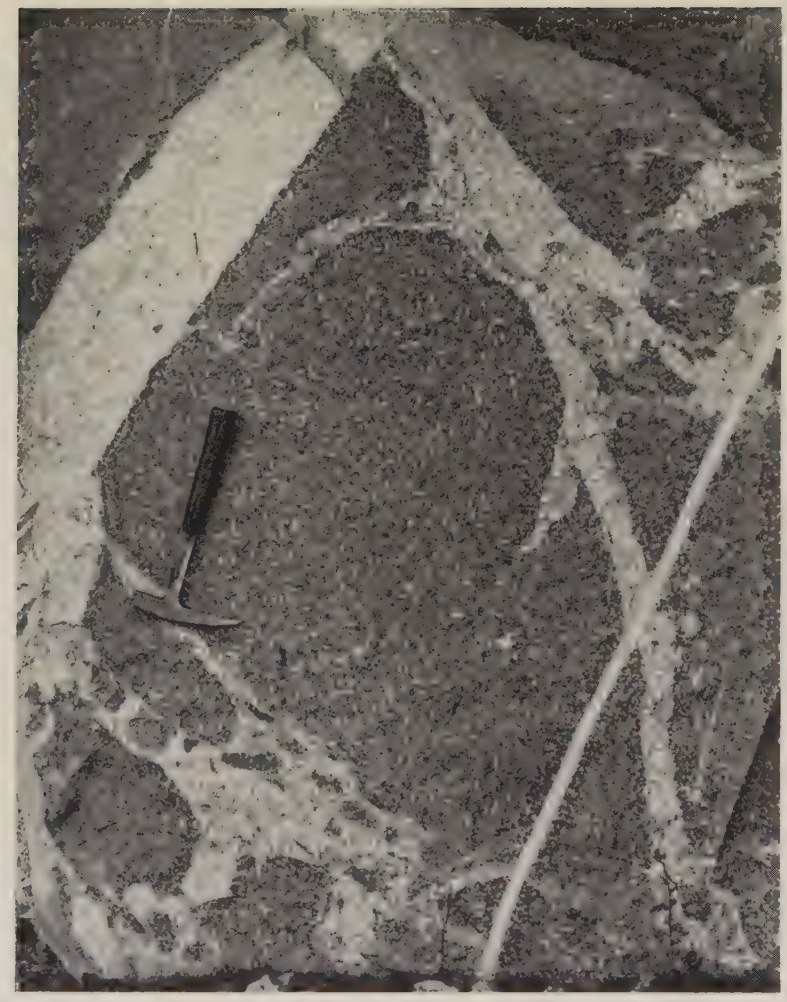


Abb. 4. Titanitfleckendiorit wird von Tittlinger Granitapophysen in Schollen zerlegt, bevor jüngere Ganggranite des Zweiglimmergranit- oder Saldenburger Massivs den Verband scharf durchschneiden. Stbr. Nr. 36 (Bl. Tittling).

zutreffenden Einzelbeobachtungen das genetische Problem der dioritischen Schollen weder lösen noch wesentlich weiterhelfen.

Vorkommen: Scholtz (1927, S. 146) scheinen die „Engelburgite an das Verbreitungsgebiet des Tittlinger Granits gebunden zu sein", während Drescher (1925, S. 29) meint, es handele sich um Schollen im Passauer Waldgranit und bezeichnet sogar den Engelburgit als „das typische, dioritische Gestein des Passauer Waldgranits" [3]), das aber auch im Tittlinger Granit vorkommt.

In der Tat gelang es Scholtz, der die Granite eingehend untersuchte, diese zu untergliedern und so die Frage zu klären, ein Beweis dafür, daß es ratsam ist, ein Arbeitsgebiet nicht nach Gesteinsgruppen aufzuteilen.

Meine Begehungen bestätigten die Verknüpfung von Titanitfleckendiorit und Tittlinger Granit streng. Auf der Karte ist dies nur z. T. ersichtlich, weil nur reichere Schollenführung zur

[3]) In einer Fußnote weist Drescher (1925, S. 29) allerdings darauf hin, daß der Passauer Waldgranit neben den Einschlüssen sehr basisch sein kann.

Darstellung berechtigte. Es wurden im ganzen Gebiet des Tittlinger Granits von der Pirkinger Mühle im S bis in die Nordspitze des „Granitkeils" (Aufschluß: R 46 01,38; H 54 03,42) Titanitfleckendiorit-Schollen gefunden, wobei die Anreicherungen am W-Kontakt mit deutlicher Abnahme nach N zu suchen sind.

Im engeren Englburger Gebiet ist eine regelrechte Mischfazies von dioritischem Material und Tittlinger Granit ausgebildet, die ich im Sinne Dreschers, doch rein beschreibend Titanitfleckendiorit-Mischdiorit nennen möchte.

In ihr treten Titanitfleckendiorit-Schollen am reichlichsten auf. Gern legt sich zwischen Scholle und Mischdiorit ein einige Zentimeter breiter Mantel von normalem Tittlinger Granit. Wenn Zweiglimmergranit und Titanitfleckengesteine zusammenstoßen, so erwies sich immer, daß der jüngere Zweiglimmergranit nachträglich unter Entfernung des Tittlinger Granits bzw. des Mischdiorits in die Nachbarschaft gelangte. Die Schollenarmut des Zweiglimmergranits ist in einem solchen Fall immer bemerkenswert.

Die geologische Lagerung der Schollen mit ihrer Einschlichtung in NW-Richtung beschrieben Drescher (1925, Fig. 3—6; 1930, Fig. 7—9) und Scholtz (1927, S. 157 f.), so daß an dieser Stelle darauf verzichtet werden kann.

Habitus: Die sehr feinkörnigen Titanitfleckendiorite im Englburger Gebiet haben meist gestreckte Feldspat-Quarz-Augen von ca. 3—5 mm Längsausdehnung, die im Fürstenholz oft bis 1 cm groß werden oder sich gar zu hellen Schnüren aneinanderreihen. Im Kern liegt jeweils mit der Längsachse in der Streckungsrichtung ein Titanitkristall oder ein Titaniteisenkorn pseudomorph nach Titanit. Das dunkle Teilgefüge ist voll von Biotit, Plagioklas und Quarz. Hornblenden trifft man höchst selten an und dann meist in den bekannten Hornblende-Biotit-Flecken. Manchmal sieht man gegen das Licht mit bloßem Auge Spaltflächen verschieden großer, bis 2 cm langer Mikroklinxenoblasten aufspiegeln. Die Schollen erreichen eine Größe von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern Durchmesser (s. Abb. 3). Die Verteilung der Flecken schwankt außerordentlich, von ca. 20 000 bis ca. 40 000 Titanitflecken/m². Höhere Verteilungszahlen setzen kleinere Flecken (z. B. Stbr. Buchet, Nr. 36), d. h. auch kleinere Titanitkristalle voraus; größere Flecken dagegen (z. B. Geierbruch, Nr. 32) können im Kern bis 3 mm lange Titanite aufweisen.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	18	19	20	21	22
Schliffnr.	6861/1	6861/2	6861/3	Mittel	9281
Pl	37,0	41,5	47,7	42,0	45,0
Kf	14,2	6,6	7,7	9,5	2,5
Qu	23,7	25,0	21,8	23,5	22,7
Bi	19,2	20,7	18,5	19,5	27,5
Hb	1,8	3,0	1,3	2,0	—
Tit	1,7	1,3	1,2	1,4	1,1
Erz	0,5	0,3	0,3	0,4	0,1
Ap	1,0	0,9	0,8	0,9	0,4
Ep	0,7	0,5	0,5	0,6	0,5
Orthit und Zr	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Punkte	5007	4957	4530	14694	4161

Schliffnr. 6861/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 36
Schliffnr. 9281: Stbr. Nr. 31 (N-Stbr.)

Mineralbeschreibung: Die mehrmalige und eingehende Gesteinsbeschreibung soll hier nur einige wenige Ergänzungen erfahren.

Plagioklas: Größe, Habitus und Zonarbau der Plagioklase wechseln sehr, so daß sich da keine Regel aufstellen läßt. Immerhin soll versucht werden, einige Anhaltspunkte zu geben.

In Proben mit ausgeprägter Fluidaltextur, die weder ein Schieferungs- noch ein Schichtungsgefüge ist (Stbr. Nr. 31), wurde für die Länge der Plagioklasleisten im Durchschnitt 0,5 mm, für die Breite 0,3 mm und für die Dicke 0,1—0,2 mm gemessen; in der Typlokalität, dem Taubenweider Bruch (Nr. 38), dagegen sind die Plagioklase viel dicker. In der überaus feinkörnigen Abart im Bahnhofsbruch Fürstenstein (Nr. 29) gibt es 1 mm lange Täfelchen, die etwa 0,5 mm breit und von sehr unterschiedlicher Dicke sind (0,1—0,5 mm).

Zusammenfassend unter Berücksichtigung des großen Stbr. Buchet (Nr. 36) sind die Dimensionen der Plagioklas-Einsprenglinge 0,5 (max. 1 mm) für die Länge, 0,3—0,4 mm für die Breite und für die variable Dicke 0,1—0,3 mm. Die Plagioklase der Grundmasse messen aber nur etwa 0,2 mm Länge zu 0,1 mm Breite.

An Zwillingsgesetzen sind das Karlsbader und das Periklingesetz vertreten, letzteres auch lamellar. Der Zonarbau ist meist zwei- oder dreischalig mit großem Kern. Vielschichtiger Zonarbau kommt daneben sehr selten vor.

Chemismus: Drescher (1927, S. 251 und 1930, S. 483) gibt An_{42} an. Dies Ergebnis drückt die Mannigfaltigkeit zu wenig aus. Neue Messungen an Einsprenglingen aus Proben verschiedener Steinbrüche ergaben:

1) Kern An_{40}, 1. Zone An_{30}, Rand An_{25}
2) Kern An_{30}, Rand An_{19}, Saum An_{15}
3) Kern An_{40}, 1. Zone An_{30}, Rand An_{23}
4) Kern An_{33}, Rand An_{22}, Saum An_{17}
5) kleiner Kern Au_{49}, Hauptteil An_{38}
6) Kern An_{40}, 1. Zone An_{27}

Orthoklas: in manchen Schliffen hypidiomorph Mikroklin tritt in Zwickeln oder holoblastisch auf. Er ist jünger als der seltenere Orthoklas. Seine Genese hängt mit dem Tittlinger Granit zusammen; denn die Holoblasten sind einwandfrei an den Kontakt gebunden. Sie sind nach Drescher (1930) max. 2,5 zu 1,5 cm groß. Auf sie geht auch die schwankende Kalifeldspatführung des Gesteins zurück. Drescher (1927 und 1930) hat ihr Gefüge ausführlich gewürdigt.

Mit dem Auftreten von Mikrolin ist die z. T. starke Myrmekitbildung verknüpft (Drescher 1927, S. 247). Drescher nimmt als Minimalgehalt an Mikroklin 8 % an (1927, S. 266) und trifft damit etwa den Wert für die holoblastenführenden Partien.

Quarz: beschreibt Drescher (1925, S. 29 und 1930, S. 483) als ein Pflaster mit Feldspat, das „mosaikartig zwischen lappigen Biotiten" liegt.

Biotit: wechselt in Form und Größe wie der Plagioklas. Entweder sind die Biotite kleine, xenomorphe Blättchen von 0,1—0,2 Durchmesser oder in texturierten Partien regelrechte Scheiter von durchschnittlich 0,5 mm Länge und 0,1—0,2 mm Breite.

Pleochroismus: olivgrün (n_x), dunkeloliv (n_z).

Fischer (1926) denkt an zwei Wachstumsphasen der Biotite, da die Biotite in Orthoklas klein und scharf sind.

Hornblende: ist zum größten Teil biotitisiert. Die Reste sind grüne Hornblende analog der Hornblende in den anderen Quarzglimmerdioriten.

Titanit: Unter den Quarzglimmerdioriten ist das vieldiskutierte Mineral Titanit in den Titanitfleckengesteinen nicht einmal am stärksten angereichert. Das Gefüge der leukokraten Höfe macht aber den Titanit gut sichtbar. Die erste Frage, die sich aufdrängt, ist: Warum geht das Titan nicht in Biotit und Horn-

blende, obwohl das Gestein mit ihnen angereichert ist? Ist daran eine Abhängigkeit von der Ti-Konzentration oder von der Temperatur schuld? Oder liegt die Ursache gar in einer besonderen pneumatolytischen Konstellation? Eine zweite Frage wäre die nach der Hofbildung: Warum wachsen um die Titanite keine Biotite und Hornblenden? Oder sind diese Mineralien sekundär verschwunden?

Eine endgültige Klärung muß experimentellen Versuchen vorbehalten bleiben. Vielleicht sind einige Hinweise wertvoll. Es wäre möglich, daß der Biotit eine Spur Titan zum Wachstum braucht, die ihm aber der Titanitkristall entzieht.

Die Fragen der Titanitgenese wurden schon verschiedentlich berührt.

Die 1—3 mm großen Titanitkristalle werden von einem durch Feldspat und Quarz gebildeten Hof umgeben. Erst in einer Entfernung von 2—3 mm setzen die dunklen Gemengteile ein. „Es hat gewissermaßen den Anschein, als ob die Ausscheidung des Titanitkristalls die Bildung der femischen Bestandteile verhindert, somit die Entstehung der salischen in seiner nächsten Umgebung begünstigt habe“ (Frentzel 1911, S. 146). „Die einerseits gut erhaltene Eigengestalt (der Titanite), andererseits dem Feldspat gegenüber allotriomorphe Ausbildung läßt sich nur in der Weise erklären, daß Einsprenglinge von Titanit stark magmatisch angefressen wurden und später, nachdem ein großer Teil des Feldspates schon auskristallisiert war, nochmals an den korrodierten Stellen und unter teilweiser Einschließung dieser Feldspäte weiter gewachsen sind. Anzeichen von einer sekundären Entstehung aus anderen Mineralien fehlen vollständig“ (Osann 1923, S. 230). „Der Kerntitanit zeigt Resorptionserscheinungen und ist wenigstens z. T. jünger als die Feldspäte“ (Osann 1923, S. 235). Fischer (1926) geht auf die Vererzung der Titanite ein, die er als Pseudomorphosen von Titaneisen nach Titanit erklärt. Er schreibt (S. 166): „Die Titanite besitzen eine sehr lange Ausscheidungsdauer. Diese überdauerte die eigentlich magmatische Phase und reichte in Kristallisation der fluiden Pegmatite ... Während nach Geijer eine Diffusion saurer Molekeln nach den jetzigen hellen Flecken hin stattgefunden haben soll, nimmt Osann eine Wegführung basischer Moleküle von dort an. Beide Vorgänge müssen noch im Magma während der Erstarrung verlaufen sein und zeigen so das typische Bild einer schlierigen Entmischung, die zur Anhäufung saurer Bestandteile um bestimmte Zentren herum geführt hat. Dabei fanden dann zwischen dem wahrscheinlich schon ausgeschiedenen Titanit und der ihre Zusammensetzung fortwährend ändernden Schmelze Umsetzungen statt, die zur Korrosion und Wiederausscheidung von Titanit führten.

Tatsächlich muß eine solche Differentiation in der Schmelze angenommen werden, da die Annahme, der Titanit habe nur als Kristallisationszentrum für die saueren Mineralien gedient, durch deren fluidale Anordnung widerlegt wird.“

Drescher (1927, S. 255) äußert sich zur Titanitparagenese folgendermaßen: „Betreff der möglichen genetischen Schlüsse ist nun beim Titanit die Tatsache besonders wichtig, daß die Titanite der Flecken 1. Art von den Mikroklinholoblasten, die als Äquivalente der Flecken 2. Art aufzufassen sind, allseitig umschlossen werden.

Aus diesem Verhalten des Titanits können zwei Schlüsse gezogen werden; entweder war das Bildungsintervall des Titanits groß und hielt von der ersten Bewegungsphase, welche die Regelung der Gemengteile des Grundgewebes unter gleichzeitiger Zuführung injektiven Quarz-Feldspatmaterials veranlaßte, an bis zu den pegmatitischen Imbibitionen des Passauer Waldgranits (letzte Bildung im Kluftbelag) oder — und das scheint mir das wahrscheinlichere — der Passauer Waldgranit fixierte durch seine Holoblasten die älteren, in Grundgewebe, Augen und Flecken längst abgeschlossenen Titanitbildungen, während er selbst durch teilweise Umschmelzung und Neuaufnahme zugänglichen Titanitmaterials aus den Schollen in den von ihm veranlaßten Flecken und Pegmatiten 2. Art eine sekundäre Titanitbildung hervorrufen konnte. (Es ist nicht ausgeschlossen, daß eine pneumatolytische Neuzuführung von Titansäure aus dem Passauer Waldgranit erfolgte. Eine sichere Entscheidung scheint mir z. Z. noch nicht möglich.)“

Mit den Ausführungen Dreschers ist die Kenntnis über die Titanitflecken zu einem Punkt gekommen, worüberhinaus Schliffuntersuchungen nicht mehr weiterhelfen. Ich kann sowohl die Beobachtungen Fischers als auch Dreschers bestätigen. Was Drescher in den letzten Sätzen über Umschmelzung und Neu-

aufnahme zugänglichen Titanitmaterials andeutet, konnte ich dahingehend unterbauen, daß ich in Quarz und holoblastischem Mikroklin Titanit mit einem von der allgemeinen Ausbildung abweichenden flacher tafeligen Habitus und einschlußfreier Idiomorphie fand. Ich bin geneigt, diese Kristalle als Produkte einer Umlösung anzusehen. Folglich treten sie auch besonders häufig im Tittlinger Mischdiorit auf. Einer Neuaufnahme von Titansäure aus dem Tittlinger Granit (ehemaliger Passauer Waldgranit) stimme ich nicht zu, da der Granit titanitärmer ist und in meinen Augen ein Differentiationsergebnis des gleichen Magmaherdes darstellt (vgl. hierzu Fischer 1926). So wären Erstkristallisation und Umschmelzung zusammen als ein Vorgang langer Ausscheidungsdauer denkbar, wobei die späten Titanite mit flachertafeligem Habitus diesen der Temperaturerniedrigung oder anderen veränderten Umständen verdanken können.

Erz: Vorwiegend Titaneisen, das in dreierlei Form vorliegt, pseudomorph nach Titanit, im Kern von Titanit oder als Blättchen mit schmalem, mehr oder minder rechteckigem Querschnitt.

Apatit: in winzigen Nadeln, besonders in Mikroklin und Quarz oder in schmalen Säulchen bis 0,5 mm (max. 0,8 mm) Länge.

Epidot: Neben frühem Pistazit, mit Vorliebe um Orthit, gibt es Klinozoisit-Neubildungen in Hornblende, Plagioklas oder Biotit.

Orthit: in unterschiedlich großen Kristallen bis 1 mm max. Durchmesser im Schnitt senkrecht c; zonargebaut und manchmal verzwillingt, stets braun oder schon zersetzt.

Zirkon: entweder in idiomorphen, bald zerbrochenen, bald korrodierten Säulchen oder als Haufwerk hypidiomorpher, zerbrochener Kriställchen.

Gefüge: Neben der Titanitparagenese war bei der Frage um die Herkunft des Materials vor allem das Gefüge Streitobjekt der Autoren. Drescher (1925, S. 29 und 1930, S. 483) stellt der älteren Auffassung typischer Erstarrungsstruktur seine These der Hornfelsstruktur gegenüber. Fischer (1926) führt Zonarbau der Plagioklase und Ausscheidungs- sowie Einschlußfolge als Beweise magmatischer Bildung ins Feld und sagt, da das Gefüge ein kristalloblastisches Erstarrungsgefüge sei, wäre die Regelung ein Ausdruck einer Fließbewegung während der Erstarrung.

Von dem geologischen Auftreten der Titanitfleckengesteine ausgehend, möchte ich hinzufügen, daß ihre Vergesellschaftung mit den Quarzglimmerdioriten und ihre ähnliche Zusammensetzung ebenso wie ihr äquivalentes Alter die grundsätzlich gleiche Genese fordern. Es besteht ja auch tatsächlich ein allmählicher Übergang zwischen beiden Gesteinen (Stbr. Nr. 29). Dies wird durch den Sachverhalt bestimmt, daß die Quarzglimmerdiorite durch ihre Berührung mit dem Tittlinger Granit in einen innigen Schollenkontakt treten. Gleichzeitig damit aber erscheinen die Titanitfleckendiorite.

5. Steininger Quarzglimmerdiorit

Literatur: Frentzel (1911, S. 139—143) trennt die von ihm als Quarzglimmerdiorite vom Salzweg- bzw. Fürstensteintypus unterschiedenen Gesteine nicht regional.

Auch Dreschers Dreiteilung der Quarzglimmerdiorite (1925, S. 30—40) und die etwas abgeänderte Fassung (1930, S. 494—508) konnten aufgrund der Kartierungsergebnisse nicht aufrecht erhalten werden, zumal nicht ihr Auftreten im Nebengestein, sondern ihr Gefüge den

Maßstab ihrer Zusammengehörigkeit bildet. Der „Pannholzdiorit" von Scholtz (1927, S. 144), ein Sammelbegriff für alle Quarzglimmerdiorite bei Fürstenstein, sowohl des Salzweg- als auch des Fürstensteintypus Frentzels, wurde nun in drei mehr oder minder selbständige Gruppen gegliedert:

1. Steininger Quarzglimmerdiorit mit dem Sonderfall der Führung von Kalifeldspatgroßkristallen
2. Panholzer Quarzglimmerdiorit
3. granodioritische Hornblende-Biotit-Fleckengranite mit einigen mischdioritischen Abarten.

Die Steininger und Panholzer Quarzglimmerdiorite, die dem Salzwegtyp Frentzels näherstehen, heben sich, wie es die Namengebung unterstreicht, durch ihre Mineralzusammensetzung deutlich von den Hornblende-Biotit-Fleckengraniten ab, deren Gruppe als eigenständige Gesteinsgesellschaft beschrieben wird.

Vorkommen: Steining 1 km S Fürstenstein ist seit 100 Jahren der zentrale Ort der Steinindustrie. Dort häufen sich die Brüche. Geologisch gesehen schneiden sich eine NW- und eine NE-streichende Hauptaufbruchslinie der Diorite. Diese Diorite sind bereits primär nicht ganz einheitlich, gleichen sich aber so weit, daß eine Trennung nicht möglich ist. Stärkere Unterschiede sind Folge jüngerer Schmelzvorgänge, vor allem des Eingriffs der Granite. Sie haben die Diorite mechanisch in Schollen von einer Dimension bis 1 km zerlegt. Allenthalben läßt sich jedoch eine Gruppe von Quarzglimmerdiorit-Körpern vereinigen, deren Gefügemerkmale nahezu übereinstimmen. Sie sind in folgenden Steinbrüchen aufgeschlossen:

a) Stbr. Moosholz (Nr. 5, Bl. Schöllnach)
b) Stbr. Lohwies Nr. 4, Bl. Schöllnach)
c) Stbr. Merckenschlager, Werk Fürstenstein (Nr. 6, Bl. Schöllnach)
d) Fleischmannbruch (Nr. 11, Bl. Schöllnach)
e) Stbr. Schafreuth (Nr. 12 und 13, Bl. Schöllnach)
und die beiden isolierten Vorkommen:
f) Stbr. Gstöcket (Nr. 8, Bl. Vilshofen)
g) Stbr. Alzenmühl (Nr. 20, Bl. Schöllnach).

Die Größe und Bedeutung der Vorkommen macht eine kurze, eigene Beschreibung notwendig.

Habitus: Einheitliche Merkmale der Steininger Quarzglimmerdiorite sind das sehr feinkörnige Biotit-Plagioklas-Grundgewebe und die darin befindlichen Hornblende-Biotit-Flecken, die in verschiedener Größe (2—3 mm, max. 5 mm Durchmesser) und wechselnder Verteilung auftreten.

Die Streckung der Minerale ist, wenn auch schwach, so doch fast immer gut sichtbar ausgebildet. Die Flecken sind einbegriffen. Fluidaltextur und Druckbeanspruchung während der Platznahme sind in ihren Auswirkungen nicht unterscheidbar.

a) Stbr. Moosholz (Nr. 5)

Literatur: Er ist immer zusammen mit den Steinbrüchen um Steining erwähnt worden; am meisten Ähnlichkeiten weist er mit den Stbr. Merckenschlager (Nr. 6) und Lohwies (Nr. 4) auf, was schon Drescher 1925 (S. 20) im Hinblick auf die Diorit/Granit-Konakte auffiel.

Vorkommen: Ein Gewirr von Granit- und Aplitgängen (s. Abb. 5), deren Identifizierung als Teile einer bestimmten Granitintrusion Mühe macht, durchschwärmt den Quarzglimmerdiorit. Feststeht, daß sowohl Apophysen von Zweiglimmergranit aus S als auch vom Saldenburger Granit aus N zusammentreffen.

Habitus: Dieser Quarzglimmerdiorit ist sehr feinkörnig und dunkel, überall gleichermaßen von Hornblende-Biotit-Flecken durchsetzt und zeigt gern an Kontakten gegen jüngere Granitgänge Biotitanreicherungen[4]).

---

[4]) Die gleiche Erscheinung beschrieb 1910 Erdmannsdörffer von den Pyrenäen und vom Harz in Cbl. Mineral. usw., S. 790, Stuttgart 1910.

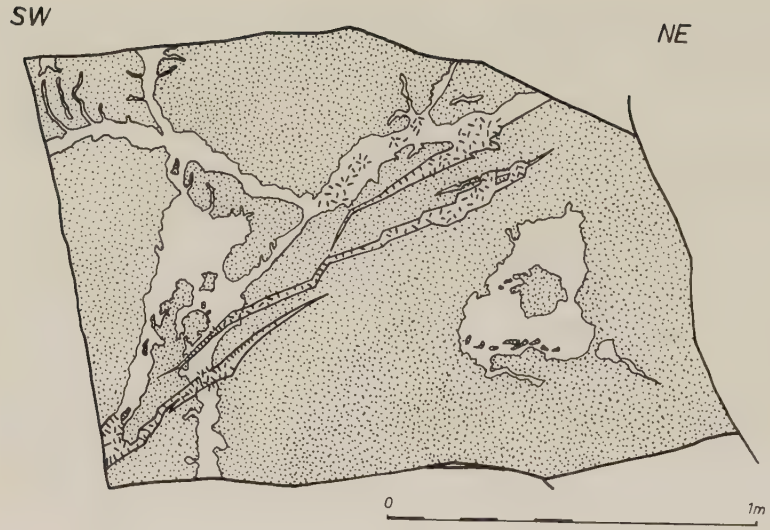


Abb. 5. Granitgänge in Quarzglimmerdiorit. Stbr. Nr. 5 (Bl. Schöllnach).

b) Stbr. Lohwies (Nr. 4)

Literatur: Der Steinbruch wird von Scholtz (1927, S. 147) als „großer Bruch auf dem Moosholz" geführt, was ihn leicht mit dem zum größten Teil in den dreißiger Jahren ausgebeuteten Stbr. Moosholz (Nr. 5) verwechseln läßt. Seine Zeichnung der Apophysenverzahnung (S. 146, Fig. 101) läßt sich in der Tat ebenso auf den Stbr. Moosholz (Nr. 5) anwenden. Drescher (1930, S. 506—508) geht recht allgemein auf die Intrusivkörper bei Steining ein, erwähnt aber folgende augenfällige Erscheinung (S. 507): „Schlierige Ausbildungsformen kommen neben scharf begrenzten vor." Doch das geschieht nicht ohne den Deutungsgedanken: „Diese zeigen dann ähnliche Strukturformen der Paraschollentypen aus anderen Brüchen . . ." Sein Schlußgedanke: „Die eruptive Komponente überwiegt jedenfalls."

Vorkommen: Was Drescher 1925 (S. 20) als Kontakte mit sphäroidischer Absonderung und 1930 als schlierige Ausbildungsform kennzeichnet, erscheint besonders im SE-Eck des Lohwiesenbruches als ein Schollenmosaik feinkörniger Quarzglimmerdiorit-Schollen in einem „Brei" hybriden, salischeren und alkalischeren Materials mit durchweg mittelkörnigem Gefüge (s. Abb. 6), das vom Saldenburger Granit geliefert wurde.

Die im SE-Teil des Steinbruchs am deutlichsten ausgeprägten und „versteinerten" Schmelzvorgänge haben im SW ein mittelkörniges Gestein, einen Mischdiorit i. e. S. geschaffen. Dagegen begegnet dem Betrachter im N des riesengroßen Steinbruchs (100 m zu 60 m bei ca. 40 m Wandhöhe) unveränderter feinkörniger Quarzglimmerdiorit, der nur ab und zu von scharfbegrenzten mittelkörnigen Saldenburger Granit- oder Aplitgängen durchschlagen wird. Im W trifft man auf verzweigte Granitapophysen (s. Scholtz 1927, Fig. 101).

Habitus: Der unveränderte feinkörnige Quarzglimmerdiorit des N-Teils hat ca. 6600 Hornblende-Biotit-Flecken/m² von ca. 2—3 mm (max. 5 mm) Durchmesser. Im hybriden Mischtyp hat eine weitgehende Rekristallisation der Zwischenmasse zu größeren Kristallen auch eine Neubildung von Titanit gebracht. Dieser tritt in größeren Individuen gern in den aplitischen Nachschubbahnen („Adern") des Saldenburger Granitmagmas auf, so daß eine Entscheidung über reine Rekristallisation oder erneute Zufuhr von Titansäure kaum gefällt werden kann. Die schwache flächige Textur der Minerale und Hornblende-Biotit-Flecken beträgt 40—60/± saiger. In hybriden Partien ist sie nur stellenweise zu ahnen.

Abb. 6. Imbibitionserscheinungen im Quarzglimmerdiorit durch Saldenburger Granit. Stbr. Nr. 4 (Bl. Schöllnach).

c) Stbr. Merckenschlager, Werk Fürstenstein (Nr. 6)

Literatur: Der Abbau im Steinbruch ist wie im benachbarten Moosholzbruch (Nr. 5) erst nach der letzten Bearbeitung von Drescher (1930) in größerem Maße vorangetrieben worden, so daß die ehemals am selben Ort und in der Umgebung liegenden kleinen Gruben wohl zu den Brüchen um Steining gezählt wurden.

Vorkommen: Mannigfaltig verzahnen sich verschiedene geologische Körper: Im W ist das dunkelste Gestein erschlossen, ein äußerst feinkörniger und sehr biotitreicher Quarzglimmerdiorit mit einer sichtbaren flächenhaften Textur. Im innigen Verbande mit ihm stehen zwei granitische Gesteine, die klar zu trennen sind: mittelkörniger Biotitgranit und feinkörniger weißer Granit, der am Kontakt jedoch seinen hellen Glimmer eingebüßt und stellenweise Dioritsubstanz resorbiert hat. Es entstehen Bilder schaligen Ein- und Umgreifens des granitischen Magmas um mehr oder minder losgelöste Dioritschollen, besonders eindrucksvoll durch den feinkörnigen Granit (s. Abb. 8). Diese Art der Durchdringung des Diorites mit granitischer Schmelze ist nur möglich und verständlich, wenn man annimmt, daß zur Zeit der Granitintrusion im Diorit bereits feine Risse und Schwundfugen vorgelegen haben, die während seiner Abkühlung durch Volumenverringerung entstanden sind. Diese Tatsache stützt sehr stark die Auffassung einer magmatischen Genese der Diorite.

Schließlich setzen Gänge von Saldenburger Granit (im E-Teil von mehreren Metern Breite) sowie Aplite und Schörl-führende Pegmatite in geringerer Zahl, aber scharf durch den einprägsam schwarz-weiß gezeichneten Schollenkontakt (s. Abb. 7 aus dem mittleren Teil der Bruchwand). Schollen von Diatexiten ähnlich denen des E-Gneisrahmens incl. Amphiboliten kommen ab und zu zum Vorschein.

Wir haben seinerzeit bei Besuchen dieses Bruches im Anstehenden feststellen können, daß derartige Gneisschollen ohne Gefügeübergang im Diorit ruhen, so daß sie den Eindruck von Fremdschollen in einem Magmatit machen.

Abb. 7. Abgesaigerte Dioritschollen in einer Granitapophyse. Quarzglimmerdiorit punktiert; Granit weiß. Stbr. Nr. 6 (Bl. Schöllnach).

Abb. 8. Quarzglimmerdiorit wird von Zweiglimmergranit in Schollen aufgelöst. Stbr. Nr. 6 (Bl. Schöllnach).

Habitus: Die äußerst feinkörnige Varietät im W-Teil weicht, ohne daß ein Kontakt erkennbar ist, gegen E einer etwas lichteren, die lokal um Steining (Stbr. Nr. 4, 5, 11) reichlicher verbreitet ist und den vielleicht unveränderten Prototyp der ersten Förderungsphase der Quarzglimmerdiorite darstellt.

Der ältere mittelkörnige, biotitreiche Granit ist dem äußeren Aussehen nach eine Zwischenstufe zwischen Hornblende-Biotit-Fleckengranit und Tittlinger Granit. Zur Frage, inwieweit hier Differentiation, Dioritresorption oder Gneisassimilation vorliegt, vermag der makroskopische Eindruck kaum etwas beizutragen. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht zu der granodioritischen Scholle von Unterpolling (Stbr. Nr. 7).

Der jüngere feinkörnige, ursprünglich biotitärmere Granit aus der Gruppe der Zweiglimmergranite, die vom SE in den Steinbruch vorgreifen, fällt durch seine wechselnde chemische Aktivität auf. Einmal wird der Diorit bis zu schlierigen Kontaktflächen angegriffen, ein andermal weitet der Granit vorgefundene Klüfte auf, ohne seitlich einzudringen. Ich glaube, daß diese verschiedenen „Aktivitäten" einer Intrusionsphase angehören. Ob sie allerdings in einem Intrusionsakt zustandekamen, läßt sich nicht nachweisen. Die Gänge des Saldenburger Granits, die hier nur eine mittlere Körnigkeit aufweisen, haben alle einen scharfen Kontakt gegenüber dem Quarzglimmerdiorit.

d) Fleischmannbruch (Nr. 11)

Literatur: Der Steinbruch fand ausdrücklich Erwähnung bei Drescher (1930, S. 501—505), während er ihn in seiner Studie 1925 nur in der Karte aufführt. Er stellt ihn in die Gruppe der feinkörnigen Quarzglimmerdiorite.

Vorkommen: Die Quarzglimmerdiorit-Scholle, die der Steinbruch anschneidet, stößt im N gegen den Saldenburger Granit, im S gegen einen mittelkörnigen Granit, der eher ein Vorläufer als eine Randfazies des Saldenburger Granitmassivs ist, da dieser Granit ohne merkliche Gefügeänderung in den mittelkörnigen Hybridgranit des Stbr. Waldesruh (Nr. 9) übergeht (s. dort!). Es greifen von allen Seiten mittelkörnige Granitgänge in den Fleischmannbruch, dessen Eingangstrichter eine ca. 5 m lange diatektische Gneisscholle durchfährt.

Habitus: Das Handstück gleicht dem Quarzglimmerdiorit der Stbr. Nr. 4, 5, 6, 12, 13.

e) Stbr. Schafreuth (Nr. 12, 13)

Literatur: Drescher zählt 1925 (S. 37—39) das Vorkommen zu den westlich anschließenden dioritischen Körpern (Stbr. Nr. 15, 16, 17); 1930 (S. 501—505) dagegen zu den östlichen mit der Begründung (S. 479) der Ungleichförmigkeit des Gesteins (Korngröße, Ausbildung der Intergranularen etc.), die ihn veranlaßt, die Gesamtheit der Fürstensteiner Diosomtypen nicht als reine Eruptivgesteine aufzufassen. Er vergißt dabei meines Erachtens allzusehr Vorgänge der Differentiation, der Hornfelsbildung an Granitkontakten und stofflicher Einflüsse vom Granit her.

Vorkommen: Ein großer Dioritkörper setzt von den Bruchsohlen des E- und W-Steinbruchs, die jetzt zwei Steinbruchseen markieren, noch ca. 30 m in die Tiefe, ohne daß die Nähe eines Granits sich zeigt. Das Nebengestein ist zum überwiegenden Teil feinkörniger Zweiglimmergranit, der im Eingangseinschnitt des W-Bruches gut aufgeschlossen ist. Einwandfreien Saldenburger Granit konnte ich nicht feststellen. Die oben erwähnten Schwankungen im Habitus dürften hier größtenteils sekundär von den chemisch aggressiven jüngeren Graniten hervorgerufen sein, die selbst in Gängen oder verfingert in den Diorit dringen und ihn in Schollen auflösen (s. Abb. 8) und bei Drescher 1925, Taf. 1, Fig. 4). Ihre Ganggefolgschaft, vor allem aplitische, meist cm- bis dm-breite Gängchen, ist reichlich vertreten (s. Drescher 1925, S. 3, Fig. 1, die eine Gneisscholle im Quarzglimmerdiorit, dessen N 60 über E gerichtete Streckung und als Jüngste ein die Q-Klüftung aufweitendes Aplitgängchen zeigt).

Habitus: Die allgemeine Beschreibung der normalen Ausbildung der Quarzglimmerdiorite trifft auf die beiden Steinbrüche zu. Dazu treten hin und wieder einzelne hypidiomorphe, einschlußarme Mikrokline im Korngefüge auf, die manchmal einen Titanitsaum haben. Sie sprechen für intergranulare Lösungen und Auflockerungen des Gewebes infolge der Granitintrusion. Andererseits schaffen randliche Hornfelsbildungen von cm-Dimensionen an Kontakten auch Verdichtungen des Gefüges.

f) Stbr. Gstöcket (Nr. 8)

Literatur: Der viel zitierte Steinbruch etwas außerhalb der Hauptverbreitung der Quarzglimmerdiorite diente den bisherigen Bearbeitern als Beispiel für Diorit/Granit-Kontakte. Drescher, der in seiner ersten Arbeit (1925, Taf. 1, Fig. 3) eine ausgezeichnete Fotografie von den „sphäroidischen Absonderungen" des Diorites bringt, hält den angreifenden Granit für Kristallgranit (Saldenburger Granit); Scholtz dagegen der dasselbe Bild als Zeichnung veröffentlichte (1927, S. 149, Fig. 105), deutet die „gespensterhaft aussehenden Injektionsbilder" (S. 148) als ein Produkt des Zweiglimmergranits (S. 154). Dafür sprechen das Kartenbild und die gleiche Erscheinung im Stbr. Schafreuth (Nr. 12, s. Abb. 8). Es sind in der Tat deutlich zwei

Abb. 9. Gneisschollen schraffiert; Quarzglimmerdiorit punktiert; Granit weiß. Stbr. Nr. 12 (Bl. Schöllnach).

Granite zu unterscheiden, von denen der ältere chemisch aktiver gewesen ist und die Dioritschollen aus dem Verbande gelöst hat, während der jüngere sich nachträglich mit scharfem Kontakt hineinschob und nachzwängte. Es liegt nun die Forderung nahe, mit dem ersten ein Magma des Zweiglimmergranits, mit dem zweiten das Saldenburger Granitmagma zu identifizieren.

Vorkommen: Inmitten der Zweiglimmergranite ist diese Quarzglimmerdiorit-Scholle räumlich beziehungslos (s. Karte). Allerdings versuchten die früheren Bearbeiter sie mit weiter abseits gelegenen Vorkommen im SE als Aufbruchszone der Diorite zu deuten, doch ist das noch hypothetisch. Das Gewirr unregelmäßig verlaufender, auch einander durchdringender Granitgänge dürfte trotz unterschiedlicher Lösungsaktivität doch zum größeren Teil der Phase der Zweiglimmergranite angehören, da die enge räumliche Beziehung beider Gesteine so offenkundig ist und da sich jede Intrusionsphase im Grundgebirge des Passauer Waldes in mehrere Akte gliedert.

Habitus: Auffallend ist in dem Gestein vom Gstöcket, daß ein Teil der bis fingernagelgroßen Hornblende-Biotit-Flecken sichtlich mitgebrachtes, fast völlig verdautes Gneismaterial ist, was eine allgemeine palingene Entstehung der Flecken nahelegt. Es gibt nämlich neben den üblichen Flecken auch daumengroße Biotitsträhnen mit deutlicher Schieferung und bis faustgroße Gneisrelikte, deren Feldspat-Biotit-Gefüge zumindest im Kern der Schollen erhalten ist. Folglich nimmt es nicht wunder, wenn in größeren Hornblende-Biotit-Flecken auch Reste des Feldspatgefüges erhalten sind. Daß die Flecken aus umgewandelten Pyroxen-Einsprenglingen gebildet sind, konnten weder Drescher noch der Verfasser feststellen. Dies muß also weiterhin Hypothese bleiben.

g) Stbr. Alzenmühl (Nr. 20)

Literatur: C. W. v. Gümbel verzeichnet dieses Vorkommen bereits auf seiner geognostischen Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Passau. Scholtz (1927, S. 144) erkannte den Quarzglimmerdiorit-Körper als den wesentlichsten, der „durch eine Reihe kleinerer Vorkommen mit den Hauptmassen am Pannholz verbunden" ist (s. Karte). Er benutzt seine Lagerung (S. 148 und Fig. 104), um das wurzellose Schwimmen der Diorite im Granit zu erklären.

Vorkommen: Wie fast überall ist auch hier der Diorit von vielen Pegmatit- und Aplitgängen durchschlagen. Der Steinbruch ist heute völlig verwachsen.

Habitus: s. allgemeine Beschreibung am Anfang des Kap. „Steininger Quarzglimmerdiorite".

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	23	24	25	26
Schliffnr.	6888	6886	6877	6892
Pl	44,8	49,4	47,2	45,3
Kf	6,8	8,9	9,3	9,6
Qu	16,8	17,2	15,5	17,2
Bi	20,2	18,1	19,5	21,9
Hb	7,6	3,6	5,8	2,7
Tit	2,1	1,2	1,2	0,9
Erz	0,3	0,7	0,6	1,1
Ap	1,0	0,7	0,6	0,9
Pistazit	0,2	0,1	0,2	0,2
Orthit, Zr und Xe	0,2	0,1	0,1	0,2
Punkte	3342	3749	4654	2937

Schliffnr. 6888: Stbr. Nr. 5
Schliffnr. 6886: Stbr. Nr. 11
Schliffnr. 6877: Stbr. Nr. 12
Schliffnr. 6892: Stbr. Nr. 13

Mineralbeschreibung

Plagioklas durchschnittliche Größe der Täfelchen (Einsprenglinge), die oft eine auffallend kurze Erstreckung in c haben:

0,5—1,0 mm (max. 4 mm) lang; 0,5 mm (max. 1,0 mm) breit und fast ebenso dick wie breit (bis 0,5 mm).

Daneben existieren aber auch nicht selten dünntafelige Einsprenglinge. Die Plagioklase des Grundgewebes dagegen haben etwa dieselben Maße wie die größeren Quarze (0,1—0,3 mm).

Wie allgemein in den dioritischen Gesteinen herrschen Karlsbader- vor Periklinzwillingen vor. Höchst selten sind beide vereinigt. Im wesentlichen ist der Zonarbau zweischalig mit sehr großem, einheitlichen Kern, wobei der sauere Rand keine Albitzwillingslamellen mehr trägt. Manchmal schließt sich an ihn ein noch kalkärmerer Saum an. Feinzonarer Plagioklas ist eine Rarität.

Chemismus:
1) Kern An_{40}, 1. Zone An_{30}
2) Kern An_{37}, 1. Zone An_{29}, Saum An_{17}
3) Kern An_{37}, Entkalkungen An_{22}, Rand An_{20}, Saum An_{17}
4) Kern An_{48}, Rand An_{21}
5) Kern $_{37}$, Rand An_{23}
6) Kern An_{41}, Entkalkungen und 1. Zone An_{29-30}, Saum An_{22}
7) Kern An_{40}, 1. Zone An_{31}, Rand An_{21}
8) Kern An_{45}, Rand An_{20}
9) Kern An_{39}, Rand An_{21}

Orthoklas und Mikroklin: Orthoklas liegt wie im Titanitflekkendiorit in hypidiomorphen Körnern vor, während der um ein Mehrfaches häufigere Mikroklin stets die Zwickel zwischen dem Plagioklas-Biotit-Gefüge ausfüllt und gelegentlich den Plagioklas verdrängt, bevor es zu spärlichen Myrmekitbildungen kommt. Ich glaube nicht, daß dabei kontaktmetamorphe Einflüsse in dem überaus feinkörnigen Gestein mitspielen, zumal keine besonderen Schwankungen im Kalifeldspat-Gehalt beobachtet wurden. Die aufgeführten Modalanalysen Nr. 23—26 sind in Reihenfolge von E nach W geordnet. Wenn man will, kann man eine Aufhellung des Gesteins nach W herauslesen.

Biotit: ist in der Größe der Grundmasse angepaßt. Verbiegungen infolge Schmelzbewegungen einsprenglingsartiger Biotite sind selten. Ein Teil von ihnen ist bestimmt rekristallisiert oder sekundär aus Hornblende entstanden.

Pleochroismus: braunoliv (n_x) nach olivbraun (n_z).

Hornblende: ist in biotitummantelten Flecken konzentriert in Gesellschaft von Apatit, Titanit und Erz.

Pleochroismus: licht blaugrün (n_x); dunkel grasgrün (n_z).

$$2V_x = 63, 62, 72, 68, 63, 73; \text{ Mittel: } 67^\circ\ 0'$$
$$n_z/c = 18—20.$$

Die letzten beiden Werte stammen von demselben fleckigen Kristall, an dem ich für die dunkle Partie ein $2V_x$ von 63°, für die entfärbte Partie von 73° maß.

Titanit: Mit oder ohne Erzkern in meist xenomorphen, verzweigten, skelettförmigen oder amöbenartigen Kristallen oder gar in einzelnen „Fetzen". Bevorzugt kommt Titanit in Hornblende-Biotit-Flecken oder an mafischen Gemengteilen vor.

Erz: Sowohl Titanomagnetit als auch Ilmenit, den man oft an den langen, schmalen Querschnitten erkennt.

Apatit: Die Schliffbilder sind gleichsam übersät von Apatit-Nädelchen. Mitunter mischen sich kleine Säulchen ein, die bis 0,5 mm lang werden können.

Zirkon und Xenotim: Die Zirkone sind idiomorph oder infolge Korrosion hypidiomorph und häufig zerbrochen. Die Säulen haben eine Länge bis 0,25 mm (max. 4 mm). Xenotim kann meist nicht einwandfrei nachgewiesen werden, doch sprechen manche rautenförmige Schnitte für sein Vorhandensein.

Gefüge: Das hypidiomorph-granitische Schliffbild ist überall dominierend. Pflasterstrukturen im Sinne Drescher konnten kaum beobachtet werden. Es handelt sich bei ihnen, wie bei der oben erwähnten Biotitanreicherung an Granitkontakten, oft um Hornfelsitisierungen, auf die sich manche Eigenheiten des Gefüges zurückführen lassen. Die Akzessorien werfen einige Fragen auf. Sowohl manche Plagioklas-Einsprenglinge als auch viele Zirkone sind verbogen oder zerbrochen. Das spricht meines Erachtens im vorliegenden Fall für in zäher Schmelze mitgebrachte Kristalle, die bei der Fließbewegung während der Intrusion mechanisch angegriffen wurden. Die Erstarrung an Ort und Stelle erfolgte dann relativ schnell, was das sehr feinkörnige Gefüge bestätigt.

Die Apatite dagegen sind kaum in Mitleidenschaft gezogen worden. Alle Beobachtungen an dioritischen Gesteinen erzielten eine lineare Korngrößen-

abhängigkeit der Apatite von der Körnigkeit des betreffenden Gesteins. Damit wird ihre Kristallisation während der Sammelkristallisation gefordert. Daß in der Schmelze dabei die größeren Apatite an die Korngrenzen der frühen mafischen Mineralien gebunden sind, ist als frühere Keimbildung zu verstehen

6. Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen („Mischdiorit" Drescher) (Stbr. Nr. 14)

Literatur: Das durch die Feldspatleisten in feinkörniger dunkler Grundmasse ausgezeichnete Gestein fiel schon Frentzel (1911, S. 145) besonders auf, der es als „eine an Granitporphyr erinnernde Ausbildung des Fürstensteindiorits" beschreibt. Damals wie heute ist es nur in dem Riesen-Stbr. Gramlet (Nr. 14) erschlossen.

Eingehender beschreibt es Drescher (1925, S. 18—20 und S. 30—34). Er gibt ein Bild davon auf Taf. 1, Fig. 1 und 2, das Scholtz (1927, S. 178) nach meiner genauen Kenntnis zu Recht (Fig. 2) kritisiert, was aber die Richtigkeit der Entgegnung Dreschers (1930, S. 453 und Fig. 1 und Taf. XLVI, Fig. 1) bezüglich des Stbr. Gramlet (Nr. 14), daß es nämlich ältere Gänge als die des Saldenburger Granits gibt, nicht ausschließt. In der Tat sind ältere und jüngere feinkörnige Granit- und Aplitgänge als der Saldenburger Granit vorhanden; die ersten gehören im Falle ihrer Existenz wohl in die Gruppe der Zweiglimmergranite, die zweiten zur Saldenburger Granitintrusion. Scholtz (1927, S. 147, Fig. 102) bringt eine anschauliche Zeichnung der Kalifeldspatgroßkristalle nach Drescher, der in seiner erneuten Studie 1930 hinwiederum sehr eingehend die Kontakterscheinungen gerade dieser Dioritscholle aufzeigt (S. 494—501).

Vorkommen: Der den früheren Bearbeitern erschlossene Teil des Stbr. Gramlet (Nr. 14) ist voll Wasser gelaufen. Stattdessen ist eine höher gelegene Sohle ca. 200 m nach E in Richtung auf den Hochberggipfel vorangetrieben worden. Sie ist zweigeteilt: im W steht Saldenburger Granit in porphyrischer Randfazies z. T. mit Gneisschollen (bis zu Durchmessern von mehreren Metern) an, im E folgt nach einer geradlinigen Kontaktgrenze von 155/90 der mischdioritische Quarzglimmerdiorit. In ihm sind die Kalifeldspatgroßkristalle regellos und sehr unterschiedlich verteilt. Wie es schon Drescher (1925, S. 19) sagt, sind die „Feldspate des Kristallgranits dem Nebengestein erst in Massen, dann distal abnehmend einzeln eingelagert, indem zwischen ihnen scheinbar unveränderte Hornfelssubstanz erhalten bleibt". Daß es sich hierbei nicht um Hornfelssubstanz handelt, und daß dieses Material verändert ist, dafür sprechen makroskopisch in erster Linie Schollen: „Sie sind meist feinkörniger, dichter, zeigen dunklere Färbung und machen durchaus den Eindruck von nicht vollständig resorbierten Gesteinsresten" (Drescher 1925, S. 17—18 und S. 20, Fig. 11). Kurz, feinkörnige, dunkle dioritische Schollen (Typ Steininger Quarzglimmerdiorit) ruhen mitunter in dem etwas helleren, doch kaum gröberen Mischdiorit, der auch die großen Kalifeldspäte enthält.

Habitus: Die Aufweitung des Gefüges für das Feldspatwachstum in einem so großen Körper und die damit verbundene Platzfrage sind die Hauptprobleme dieser Dioritscholle. Nun, das Ergebnis liegt vor. Wie kam es dazu? Es muß angenommen werden, daß der viele Hunderte Meter messende Körper ganz in Saldenburger Granit ruht. Bei Lösungsvorgängen wurde das dioritische Material aufgeweicht: Alkali wanderte ein. Dabei biotitisierten die Hornblenden, da Hornblende-Biotit-Flecken heute außerhalb der wenigen dunkleren Schollen fehlen. Karlsbader Zwillinge von Mikroklin sproßten auf. So entstand das nun homogen vorliegende, alkalisierte dioritische Gestein, das feinkörnig rekristallisiert ist. Die Hauptgemengteile sind Plagioklas, Biotit, Mikroklin und Quarz, wovon Plagioklase und Biotite durch die Anreicherung an Mikroklinen und Quarzen von diesen korrodiert werden. Natürlich wurden auch die leicht löslichen Titanite angegriffen und z. T. in den Randsäumen oder in Spaltrissen des Mikroklins neu ausgeschieden. Entgegen den oben beschriebenen Mikroklinholoblasten des Titanitfleckendiorits sind hier die Kalifeldspäte einschlußarm. Sie werden daher unter anderen Bedingungen gewachsen sein. Wenn Drescher auch solche Kalifeldspäte „Holoblasten" nennt, ist das irreführend. Anzeichen für eine Weglösung älterer Gefügekörner, wie sie für echte Holoblasten zu fordern wäre, wurden außer bei den Titaniten nirgends häufig gefunden. Die Kalifeldspäte müssen daher die Nachbarkörner mechanisch beiseite gedrängt haben. Dafür ist eine starke Gefügeauflockerung durch intergranulare Schmelze nötig.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	27	28	29
Schliffnr.	6917	6899	9278
Pl	38,9	35,9	36,1
Kf	19,8	22,8	18,5
Qu	23,3	21,4	24,0
Bi	16,4	18,0	19,6
Hb	—	Sp	Sp
Tit	Sp	0,9	0,6
Erz	0,8	0,3	0,4
Ap	0,6	0,5	0,6
Ep	Sp	Sp	Sp
Orthit, Zr und Xe	0,2	0,2	0,2
Punkte	4161	4317	4339

Schliffnr. 6917 und 6899: Stbr. Nr. 14
Schliffnr. 9278: 400 m NE Stbr. Nr. 14 (R 45 96,12; H 53 98,06)

Mineralbeschreibung: In der Literatur ist das Gestein wiederholt beschrieben worden, so daß Ergänzungen genügen.

Plagioklas: 1. Die Einsprenglinge gleichen zum größten Teil in Habitus und Chemismus genau den einschlußfreien Einsprenglingen der Quarzglimmerdiorite, zum weitaus kleineren Teil sind sie den ersten äußerlich ähnlich, inwendig aber reine Oligoklase mit einem Anorthitgehalt von 20 % (An_{17-23}). Ob es sich dabei um entkalkte Altbestand-Plagioklase oder um holoblastische Plagioklase handelt, ist nicht mehr mit Sicherheit festzustellen. Ich möchte in diesem Zusammenhang auf zwei sich widersprechende Ansichten Drescher hinweisen, der sagt (1930, S. 497: „Das Gesamtbild ergibt mit Sicherheit, daß die Plagioklasporphyroblasten jünger sind als das Grundgewebe." Am Ende seiner Arbeit meint er dann (S. 520), die Bildung von Plagioklas seiner überwiegenden Hauptmasse nach sei nicht durch Imbibition aus dem Granit heraus zu erklären.

Die durchschnittliche Größe beträgt für beide: 1—1,5 mm (max. 4 mm) lang, 0,5—1 mm (max. 1,5 mm) breit und fast ebenso dick (max. 1 mm).

2. Die Plagioklase der Grundmasse unterscheiden sich von den Einsprenglingen in erster Linie dadurch, daß sie ihre hypidiomorphe Form und damit auch weitgehend ihre Albitzwillingslamellierung eingebüßt haben. Es sind unregelmäßig begrenzte Körner mit zuweilen sauren Rändern, wenn noch ein Andesinkern vorhanden ist (vgl. Drescher 1930, S. 497, Fig. 17).

Zwillingsgesetze sind wie in den Dioriten verbreitet. Der Zonarbau ist kennzeichnend für die Genese eines durch Diffusion und Teilauflösung kontaktmetamorph veränderten Quarzglimmerdiorites. Ein Altbestand an Kernen hat die ursprüngliche Zusammensetzung wie im Diorit; an die Kerne legen sich ± breite Mäntel aus Oligoklas (An_{17-23}), die oft sehr einschlußreich sein können. Drescher gibt an: „Fedorow-Bestimmungen ergaben für den Kern An-Gehalt von 38—44 %, für die Mäntel von 15 %, manchmal noch geringer." An Einsprenglingen führte ich folgende Messungen aus:

Chemismus: 1) Kern An_{38}, Rand An_{20}
2) Kern An_{30}, Rand An_{20}
3) Kern An_{34}, Rand An_{20}
4) Kern An_{44}, Rand An_{20}
5) Kern An_{37}, Rand An_{23}, Saum An_{17}
6) Kern An_{35}, Rand An_{20}

Wichtig sind die ausgesprochen häufigen Entkalkungserscheinungen, die ab und zu bis zu rechteckig angeordneten Felderungen von An_{17-23} führen.

Orthoklas und Mikroklin: Wenn überhaupt Orthoklas vorhanden ist, dann nur in winzigen Körnern der Grundmasse. Mikroklin liegt holoblastisch und in der Grundmasse vor. Im Gegensatz zu den Roßbacher Quarzglimmerdioriten des Regensburger Waldes (Bl. Nittenau und Bl. Reichenbach) handelt es sich hier bei den Großkristallen nicht um mitgebrachte Einsprenglinge eines älteren porphyrischen Granits, sondern um Kristalle, die aufgrund von Diffusion und Imbibition von kaliumführenden Lösungen in der Intergranularschmelze neu aufgesproßt sind. Wegen der Größe (bis 3 cm lang) der schmalen Kristalle ist zumindest eine teilweise Aufweichung des Gesteins zu fordern. Die Mikroklin-Großkristalle sind stets nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. In der Mehrzahl haben sie eine ca. mm-breite Rinde aus Oligoklas mit der gleichen Zusammensetzung wie die Plagioklasränder (An_{17-23}). Er greift fingerförmig, oft zusammen mit Myrmekitbildung, in den Mikroklin ein (vgl. Hegemann 1931, der ähnliche Bildungen an genetisch völlig anderen Orthoklasen beobachtete, die mitgebrachte, von einem älteren porphyrischen Granit übernommene Großkristalle sind). Die Einschlußarmut der Mikrokline, besonders ihres Zentrums, erkläre ich mit dem sehr langsamen Wachstum der Kristalle. Die am Rand öfters auftretenden Plagioklastäfelchen sind vielfach vorzüglich parallel den Wachstumsflächen des Mikroklins eingeregelt. Die wenigen Perthitschnüre der Mikrokline weisen auf den hohen Kaliumgehalt hin, der dem des Saldenburger porphyrischen Granits entspricht. Myrmekite finden sich gelegentlich als schöne Quarzgarben in Plagioklas.

Quarz: mißt nach Drescher im Grundgewebe ca. 0,08 mm im Durchmesser. Daneben kommen selten auch größere, bis mm-große Quarze vor, deren Material kontaktmetamorph zugeführt scheint.

Biotit: Sein Pleochroismus wird von Drescher (1925, S. 31) als grünlich-braun (n_z) und licht-grünlich-gelb (n_x) (1930, S. 496) genauer als teils dunkelbraun-hellgelb, teils schmutzig geblich, grün-schmutzig dunkelbraungrün beschrieben. Er wechselt tatsächlich für das begrenzte Vorkommen des Typs äußerst stark. Ich fand neben schmutzig Grünbraun (n_x) und grünstichigem Braun (n_z) vor allem in frischen Proben Rotbraun (n_x) und feuriges Kastanienbraun (n_z). Auch der Habitus wechselt vielfältig. Drescher zeichnete durchlöcherte Lappen von Biotit (1930, Fig. 16), wahrscheinlich aus der Grundmasse stammend. Treten jedoch mehrere größere Biotite zusammen auf, so sind es regelrechte Scheiter ohne Verdrängungsspuren. Ihre kennzeichnende Vergesellschaftung mit Titanit bzw. Erz und Apatit verrät, daß hier sekundärer Biotit auf Kosten von Kornblende vorliegt. Das Bild erinnert noch stark an die ehemaligen Hornblende-Biotit-Flecken. Die Größe der Biotite erreicht 0,5 mm; meist sind sie aber nur halb so groß.

Hornblende: ist infolge der allgemeinen Kaliumzufuhr biotitisiert und kommt nur noch reliktisch in Spuren vor. Am besten ist sie als Einschluß in

Titanit erhalten. Während Frentzel (1911, S. 145) ihr Vorhandensein leugnete, fand Drescher fleckige Verwachsungen mit den Biotiten und eine Auslöschungsschiefe $n_z/c = 18—20$.

Titanit: Die Beobachtung von Hornblende-Einschlüssen in Titanit widerlegt Dreschers Auffassung (1925, S. 32), der Titanit sei überall eine zweifellos jüngere Bildung. Er entstammt insgesamt primär dem Quarzglimmerdiorit analog den anderen kontaktbeeinflußten Vorkommen und ist auch nicht ein Resorptionsprodukt titanhaltiger Sedimente an Ort und Stelle (vgl. Drescher 1930, S. 498). Selten erscheint er idiomorph, meistens skelettartig allotriomorph. Als „Häufung kleiner runder Körner oder in größeren, gestaltlosen, streifenartigen Individuen", wie es Drescher schildert, ist er oft am Rand von Mikroklin-Großkristallen zu sehen, so daß er während des Feldspatwachstums gelöst, dann vor der wachsenden Kristallfläche hinausgedrängt und schließlich neu ausgeschieden scheint. Die neue Kristallform legt Korrosion und Anlösungen des Titanits nahe, der geschrumpften Samenkörnern gleichsieht.

Erz: Ilmenit, pseudomorph oder idiomorph nach Titanit, macht die Hauptmasse aus. Daneben sind etwas Magnetit und Spuren von Pyrit vorhanden. Während Drescher (1930, S. 498) den Erzgehalt für auffallend gering ansieht, zeigen meine Untersuchungen deutlich, daß das Erz ausgesprochen mit Titanit korreliert, d. h. titanitarme Schliffe oder Partien haben reichlich Erz, dafür titanitreiche wenig. Meine Erachtens sagt dies aus, daß das Erz, vornehmlich der Ilmenit, unter dem Einfluß des Kontakts aus Titanit entstand (vgl. hierzu die Fürstensteiner Quarzglimmerdiorite).

Apatit: der größte Teil des Apatits ist nadelig. Kurze und breite Kristalle beobachtet man in Biotit-Anhäufungen. Diese ähneln, wenn man von der Biotitisierung der Hornblenden absieht, nach Größe und Habitus der Apatite viel mehr den mittelkörnigen Hornblende-Biotit-Fleckendioriten als den feinkörnigen Quarzglimmerdioriten, so daß ich geneigt bin, wenigstens einen Teil des Typus von diesen Gesteinen herzuleiten.

Orthit: ist relativ häufig. Dafür übersteigt seine Länge 0,4 mm, seine Breite 0,2 mm nicht. Mehrfach fand ich Zwillinge.

Zirkon und Xenotim: Die Zirkone sind meistens winzig. Einzelne Säulen bis 0,5 mm sind dazwischen. Fast alle sind sie leicht korrodiert. Viel geringere Verbreitung hat der Xenotim, der sich nach meinen Erfahrungen vorzugsweise in den Kontaktgesteinen von Diorit mit dem Saldenburger Granit findet und wahrscheinlich jüngeren Alters als der Zirkon ist. Dafür sprechen die Beobachtungen, daß er stets in oder an Biotit sitzt und zwar nur in Verbindung mit Quarz, selten Mikroklin, wo diese den Biotit korrodieren. Seine Lage in unmittelbarer Nähe von Biotit erkläre ich mit Benötigung von Spurenelementen oder von Phosphat, wenn an der Stelle zuvor ein Apatit gelegen haben sollte. Yttrium müßte unter hoher Gasspannung während der Teilauflösung des Gesteins infolge von Kontaktwirkungen gewandert sein. Bei den Xenotimen handelt es sich höchstens um ein bis zwei Exemplare pro Schliff. Ihr größter Durchmesser beträgt 0,15 mm.

Sekundärmineralien: markieren z. T. den Verwitterungszustand des Gesteins. In manchen Fällen sind Chloritisierungen von Biotit. Serizitisierung von Plagioklas und Calcitbildung häufig, in anderen fehlen sie vollkommen.

Gefüge: Außer auf die Hornfels- und Pflasterstrukturen Drescher ist das Augenmerk besonders auf die Reliktstrukturen zu richten. Sie ähneln so sehr den Quarzglimmerdioriten, daß für das primäre Gestein unbedingt die gleiche Genese zu fordern ist (vgl. auch die Modalanalysen Nr. 27—29).

7. Panholzer Quarzglimmerdiorit (Stbr. Nr. 10, 18, 28)

Literatur: Von Scholtz (1927, S. 144) wurde die Bezeichnung „Pannholzdiorit" als Sammelbegriff für alle Quarzglimmerdiorite im Umkreis der alten Flur „Pannholz", etwa dem Gebiet des heutigen Hochberges (P. 596 m) zwischen dem Weiler Panholz und Nammering. Diese Flurbezeichnung ist jetzt nicht mehr gebräuchlich, bzw. sie beschränkt sich auf den Weiler Panholz.

Vorkommen: Aus diesem Grunde und nach dem petrographischen Befund möchte ich nun unter Panholzer Quarzglimmerdiorit alle feinkörnigen Quarzglimmerdiorite zusammenfassen, die in der Umgebung des Weilers Panholz und bis nach Fürstenstein (Fischlbruch Nr. 28) liegen, und ihre Äquivalente im S, vor allem im Bärenholz SE Eging (Stbr. Nr. 18) und Stbr. Ochsenreuth (Nr. 10). Zwischen dem Panholzer und dem Steininger Quarzglimmerdiorit besteht vor allem ein Unterschied im Gefüge. Meist etwas heller, führt der Panholzer Quarzglimmerdiorit bisweilen mausgroße dunklere Schollen (z. B. Stbr. Nr. 10), doch das gleiche Gestein ist kaum zu trennen von dem benachbarten Vorkommen der Stbr. Schafreuth (Nr. 12 und 13).

Von den genannten drei Brüchen sind die Stbr. Bärenholz (Nr. 18) und Ochsenreuth (Nr. 10) jünger und werden nicht eigens behandelt. Im Bärenholz liegt ein großer einheitlicher Dioritkörper vor, der nur von schmalen, bis 20 cm breiten mittelkörnigen Granitgängen und noch schmäleren Aplitgängen durchsetzt wird. Nach E quert er das Tal der kleinen Ohe und baut den Fürstberg NW Fälsching auf. Ein z. T. sehr verwandtes z. T. helleres und fleckenärmeres Gestein wird noch weiter östlich im Fälschinger Bruch (Nr. 15) gebrochen. In seiner Nähe ist ohnedies eine Typentrennung kaum möglich. Man könnte vielleicht von einzelnen Gesteinsvarietäten sprechen.

Eine viel kleinere Scholle durchmißt der Stbr. Ochsenreuth (Nr. 10), dessen Wände etwa den Kontakt gegen feinkörnigen Zweiglimmergranit nachzeichnen. Neben metergroßen Gneisschollen treten viele fingernagel- bis faustgroße, weitgehend biotitisierte Gneisputzen auf, die meist Relikte der amphibolitischen Lagen und Schollen von in tieferem Niveau resorbierten Diatexiten und Migmatiten sind.

Habitus: Der feinkörnige Panholzer Quarzglimmerdiorit hat allgemein Hornblende-Biotit-Flecken in einer Größe bis zu 0,5 cm Durchmesser. In den Steinbrüchen fand ich folgende Häufigkeitsverteilung:

Stbr. Nr. 18	ca. 3600	Hornblende-Biotit-Flecken/m²
Stbr. Nr. 18	ca. 3800	Hornblende-Biotit-Flecken/m²
Stbr. Nr. 10	ca. 4000	Hornblende-Biotit-Flecken/m²
Stbr. Nr. 10	ca. 3800	Hornblende-Biotit-Flecken/m²
Stbr. Nr. 28	ca. 3500	Hornblende-Biotit-Flecken/m²
Stbr. Nr. 28	ca. 4300	Hornblende-Biotit-Flecken/m²
Mittel	ca. 3800	Hornblende-Biotit-Flecken/m²

Das entspräche planimetrisch bei vorsichtiger Berechnung einer Fleckendichte von rund 2 % (max. 6 %) der Gesteinsfläche.

Diese wenig schwankenden Zahlen der Flecken sind kennzeichnend für den Typ der Quarzglimmerdiorite. Sichtbare braune Titanitkörner zeigen das etwas gröbere Gefüge als das des Steininger Typs an. Die Fluidalregelung der Gemengteile, vornehmlich des Biotits, beträgt ± 60/saiger (Mittel aus mehreren Messungen).

a) Stbr. Fischlbruch (Nr. 28)

Literatur: Der Steinbruch fällt insbesondere wegen seiner vielen Gänge auf, von denen ein großer Teil Ausläufer des Saldenburger Granits sind. Drescher (1925, S. 18 und S. 27, Fig. 14) und Scholtz (1927, S. 148, Fig. 103) zeigen dasselbe Gangkreuz. Zu der von Drescher (1925, S. 39—40) gegebenen Beschreibung des Gesteins ist in seiner zweiten Arbeit über die Diorite 1930 keine Fortsetzung zu finden.

Vorkommen: Der Umstand, daß die Quarzglimmerdiorit-Scholle SW Fürstenstein vollständig im Saldenburger Massiv, wenn auch an seinem Rande ruht, gibt dem Steinbruch das Gepräge. Die Saldenburger Granitgänge haben Breiten bis 0,5 m und bevorzugen kaum eine Richtung. Sie folgen vorgezeichneten Schwächezonen im Diorit, die thermische Schwundfugen gewesen sein können. Ihr Gefüge ist mittelkörnig, wird stellenweise gröber und teils durch Kalifeldspat-Großkristalle bereichert.

Habitus: Es ist ungewiß, inwieweit der Saldenburger Granit das Korngefüge des Diorites beeinflußte. Der Befund ist folgender: leichte Schwankungen in Helligkeit, Körnigkeit und Basizität. Davon zeugen die auf Halde zusammengewürfelten Gesteinsbrocken. An der Wand, die ein Steinbruchsweiher schwer zugänglich macht, lassen sich weder Grenzen noch Übergänge zwischen Varietäten feststellen. Als Deutungsmöglichkeiten kämen Differentiation oder Infiltration granitischer Schmelze in Frage. Der Saldenburger Granit würde in diesem Falle schlierige und gleichzeitig an seinen Gängen scharfe Kontakte bilden. Doch Vergleiche mit dem Stbr. Lohwies (Nr. 4), wo Durchtränkung von Diorit durch Saldenburger Granitmagma stattfand, schließen diese Erklärung fast völlig aus.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	30	31
Schliffnr.	6923	9244
Pl	50,1	43,9
Kf	8,9	13,7
Qu	17,6	17,9
Bi	18,4	16,4
Hb	2,3	4,5
Tit	1,5	2,0
Erz	0,1	0,3
Ap	0,6	0,9
Pistazit	0,3	0,3
Orthit und Zr	0,2	0,1
Punkte	2788	3764

Schliffnr. 6923: Stbr. Nr. 18, E-Bruch
Schliffnr. 9244: Stbr. Nr. 18, W-Bruch

Mineralbeschreibung: Der feinkörnige Panholzer Quarzglimmerdiorit ist eine Zwischenform zwischen den sehr feinkörnigen Steininger Quarzglimmerdioriten und den mittelkörnigen Hornblende-Biotit-Fleckengraniten. Danach ist auch sein Gefüge ausgerichtet. Mit der geringen Gefügevergröberung geht eine leichte Zunahme an Kalifeldspat parallel. Der Grundhabitus der Quarzglimmerdiorite bleibt jedoch gewahrt.

Im Stbr. Ochsenreuth (Nr. 10) und im Fischlbruch (Nr. 28) sind Sonderformen ausgebildet. Der Grund hierfür liegt in beiden Fällen im Kontakt zu jüngeren Graniten, im Fischlbruch außerdem an der Nachbarschaft des Fürstensteiner Quarzglimmerdiorites mit seinen auffälligen Plagioklas-Leisten, der verschwommen bis in den Steinbruch reicht, ohne daß man etwas über einen Kontakt aussagen kann. Es folgen einige Meßwerte der Vollständigkeit halber.

Plagioklas: durchschnittliche Länge 3 mm (max. 5 mm). Ein schwacher Zonarbau der Einsprenglinge enthält einen großen Kern mit Albitzwillingslamellierung, manchmal eine schmale Zone und stets einen Rand, dem sich selten noch ein Saum anschließt.

Chemismus: 1) Kern An_{45}, 1. Zone An_{31}
2) Kern An_{40}, Rand An_{23}, Saum An_{21}
3) Kern An_{40}, entkalkte Partien An_{22}, Saum An_{20}
4) Kern An_{39}, entkalkte Partien und Rand An_{23}

Orthoklas und Mikroklin: Neben Mikroklin kommen im Stbr. Ochsenreuth größere Orthoklase vor. Verdrängungen von Plagioklas folgen Fächermyrmekite, die gegenüber Mikroklin gebuchtet sind.

Biotit: Pleochroismus entweder oliv (n_x) nach dunkeloliv (n_z) oder olivgrün (n_x) noch olivbraun (n_z).

Hornblende: Pleochroismus: grasgrün bis schilfgrün (n_x); kräftig grasgrün (n_z).

Apatit: Im Gegensatz zum Steininger Quarzglimmerdiorit vorwiegend säulig anstatt nadelig.

Epidot: ist ein Pistazit.

Orthit: besitzt die gleiche Größe wie in den übrigen Quarzglimmerdioriten.

Zirkon: hypidiomorph, idiomorph, zerbrochen und bisweilen in Häufungen. Bis 0,6 mm lange Säulen kommen vor.

II. Die granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengranite oder -Fleckendiorite (incl. „Mischdiorite" Drescher)

1. Tittlinger Mischdiorit oder Titanitfleckendiorit-Mischdiorit (Stbr. Nr. 29, 30, 31, 32, 36, 38, 39)

Literatur: Mit der Abtrennung des Tittlinger Granits von der Gruppe der Passauer Waldgranite zerfällt auch Frentzels Granit „Typus Egging" (1911, S. 129), den er als Übergangsglied des Passauer Waldgranits in den Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit sieht.

Die Vorkommen S Englburg zweifelte Drescher 1925 (S. 6) als selbständigen Granit „Typ Eging" an, beschrieb die mischdioritischen Bildungen (S. 6—10) unter dem Granit vom „Hutturmtyp" und 1930 (S. 481) genauer als „basischen Granit" um die dioritischen Gesteine des Passauer Waldgranits. 1945 verteidigte er seine Auffassung gegenüber Graber und schrieb (S. 312): „Der Eginger Granit Frentzels wird von Graber als noch nicht völlig ausgereifter anatektischer Redwitzit zwischen dem Pannholzdiorit und dem Tittlinger Granit angesehen. Das ist erstens wegen der Aufschlußverhältnisse nicht zu beweisen, zweitens wegen der Eigenschaften des Pannholzdiorites unwahrscheinlich. Der letztere findet vorherrschend dichte massige Schollen, die infolge ihres dichten Korns wenig zur Auflösung im Granit neigen. Der Eginger Granit hat leichter assimilierbares Material aufgenommen." So sind über dieses Gestein alle möglichen Meinungen geäußert worden.

Vorkommen: Neue Aufschlüsse und petrochemische Untersuchungen haben indes gezeigt (s. u.), daß das granodioritische Gestein zwischen den Titanitfleckendiorit-Schollen ein Mischprodukt des Titanitfleckendiorits mit dem Tittlinger Granit ist. Seine Verbreitung hängt daher mit der des Tittlinger Granits aufs engste zusammen. Überall dort, wo dieser auf Quarzglimmerdiorite stößt, zeugen die Mischdiorite von einem mehrere hundert Meter breiten Kontakt beider Gesteine. Gut beobachten lassen sich die Vorgänge in den Stbr. Buchet (Nr. 36), Taubenweid (Nr. 38) und in den Fürstenholzer Brüchen (Nr. 31, 32 und 33), wie das ja eingehend in der Literatur geschildert worden ist. In ihnen bestimmen die in Schollen zerlegten Titanitfleckendiorite das Bild; erst in ihrer nach E abnehmenden Dichte gewinnen die Mischdiorite die Oberhand und fingern sich, Zonen ehemaliger Dioritverbreitung nachzeichnend, im Gebiet des Tittlinger Granits auf. Hier ist besonders der Maseringer Bruch (Nr. 39) bemerkenswert, der das Endstadium resorbierten Dioritmaterials darstellt.

Habitus: Das hypidiomorphe Gefüge leicht schwankender Korngrößen ist im großen und ganzen als mittelkörnig zu bezeichnen. Teilweise vererzte Titanite, meist ohne leukokraten Hof, sind Kennzeichen für Pseudomorphosen von Titaneisen nach Titanit, wie sie schon Fischer (1926) in der Nachbarschaft von Pegmatitgängen beobachtet hat. Mikroklinholoblasten (Drescher 1927) und Titanitkörner mit Plagioklashöfen, die von randlichen Teilen der Schollen durch den Granit abgelöst worden sind, lassen erkennen, daß die Titanitfleckenbildung älter als die Mischdioritbildung ist, aber noch später Veränderungen an den Titaniten eingetreten sein können. Die Mikroklinflecken, ob einschlußfrei oder xenoblastisch, verdanken ihre Bildung in Titanitfleckendiorit und Mischdiorit offensichtlich einer Kaliumzufuhr aus dem Tittlinger Granitmagma, obgleich auch das entferntere Saldenburger Granitmagma von vornherein nicht ausgeschlossen werden darf. Im Maseringer Bruch (Nr. 39) hat das Gefüge einen ausgereiften Zustand erreicht: z. T. sind die Biotite idiomorph, und der Eindruck großer Gleichförmigkeit von Farbe und Körnigkeit entsteht.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	32	33	34	35	36	37	38	39
Schliffnr.	6825/1	6825/2	6825/3	Mittel	2093	6903	6848	2094
Pl	43,1	45,8	49,8	46,2	47,3	45,8	41,3	44,1
Kf	12,6	5,1	7,3	8,5	8,7	11,8	17,6	10,6
Qu	26,1	26,7	24,2	25,6	24,8	23,8	23,5	30,2
Bi	15,8	18,6	16,5	17,0	15,2	16,5	14,3	12,7
Hb	—	—	—	—	1,3	0,4	1,8	—
Tit	1,4	1,8	1,2	1,4	1,0	0,3	0,7	0,9
Erz	0,2	0,3	0,2	0,2	0,5	0,2	0,1	0,4
Ap	0,6	1,2	0,6	0,8	0,8	0,6	0,5	0,6
Pistazit	—	—	—	—	0,3	0,4	—	0,3
Orthit und Zr	0,2	0,5	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2
Punkte	3889	3039	4506	11434	3062	3316	4821	4291

Schliffnr. 6825/1, 2 und 3 und 2093: Stbr. Nr. 36
Schliffnr. 6903: Stbr. Nr. 39
Schliffnr. 6848: Stbr. Nr. 31
Schliffnr. 2094: Eisenbahneinschnitt bei Bahnkilometer 42,3
(R 45 99,25; H 53 99,30)

Mineralbeschreibung: Gemäß dem Mischgesteincharakter des Gesteins besitzt es Eigenschaften des Titanitfleckendiorites und des Tittlinger Granites (s. a. dort!).

Plagioklas: Die beträchtliche Korngrößenschwankung reicht von dem feinen Korn des Titanitfleckendiorites bis zur Körnigkeit des Tittlinger Granites. Im Mittel läßt sich die Größe der älteren, großen Plagioklase mit 1,5 mm (max. 3 mm) Länge, 1 mm (max. 2 mm) Breite und 0,5—1 mm (max 1,5 mm) Dicke angeben. Die häufigen Zwillingsgesetze sind vertreten. Orthogonale Antiperthittäfelchen zeigen gelegentlich Verdrängungen an. Der Zonarbau ist vielgliedrig wie im Tittlinger Granit. Rekurrenzen treten dabei als schmale Schalen auf. Eine ist besonders deutlich. Sie liegt in der ersten breiten Zone, die dem kleinen

Andesinkern folgt und die Hauptmasse der Kristalle ausmacht. Von den Andesinkernen sind infolge von Diffusionsvorgängen oft nur noch Relikte erhalten.

Chemismus: 1) Kern An_{35}, 1. Zone An_{25}, darin Rekurrenz An_{30}, Entkalkungen An_{20}
2) Kern An_{35}, 1. Zone An_{27}, darin Rekurrenz An_{30}, Entkalkungen und Rand An_{23}
3) Kern An_{35}, 1. Zone An_{30}, 2. Zone An_{27}, Saum An_{20}
4) Kern An_{35}, 1. Zone An_{28}, Saum An_{23}
5) Kern An_{31}, Rand An_{22}
6) Kern An_{30}, Rand An_{20}

Orthoklas und Mikroklin: sind zum größten Teil aus dem Tittlinger Granit zugeführt. Es sind allotriomorphe Körner zwischen Plagioklas und Biotit oder bis 3 cm lange Holoblasten, die voll von Grundgewebseinschlüssen sind (s. a. Drescher 1927). Mitunter greift Mikroklin buchtig in Plagioklas ein und verdrängt ihn. Myrmekit nimmt oft große Flächen ein. Er deckt sich zeitlich sicherlich mit den analogen Bildungen im Tittlinger Granit.

Quarz: bildet 5 mm messende Aggregate und löscht teilweise stark undulös aus.

Biotit: wechselt in Größe, Ausbildung und Farbe. Kleine, idiomorphe Kristalle sind vorwiegend als Einschlüsse in Plagioklas und Kalifeldspatholoblasten, während die großen Kristalle Scheiter oder Lappen sind. Der Pleochroismus schwankt zwischen Grünbraun (n_x) nach grünstichigem Braun (n_z) und Olivgrün (n_x und n_z); letztere Färbung zeichnet vor allem die mehr zum Tittlinger Granit neigenden Proben aus.

Hornblende: Relikte nicht biotitisierter Hornblende zeigen alle Eigenschaften der grünen Hornblende in den Dioriten.

Titanit: ist nie in schön ausgebildeten Kristallen zu sehen. Meist sind es xenomorphe Körner, manchmal mit fingerförmigen Fortsätzen entlang Spaltrissen von Biotit oder Plagioklas. Nicht selten ist er auch sekundär aus Biotit hervorgegangen.

Erz: Ilmenit und Magnetit.

Apatit: hält sich mit Vorliebe in der Nähe von Biotit auf. Dort finden sich Kristalle in vielfältigen Formen, kurz- und langprismatisch, idiomorph oder hypidiomorph, bis max. 0,5 mm Länge. Mitunter sind die Apatite im Kern bis zu einer scharfen Grenze scharf getrübt, ohne daß die Ursache dafür erkenntlich ist. Man könnte an Füllungen oder orientierte Einlagerungen mikrokristalliner Partikelchen oder gar an Phosphatentmischungen seltener Erden denken. Dazu geben schwarze Striche Anlaß, die in manchen Kristallen parallel der Basis in gleichmäßigen Abständen auftreten (vgl. Hallbauer 1961, S. 42 und Abb. 6).

Epidot: Pistazit und Klinozoisit.

Orthit: gehört seinem Habitus nach mehr zu den Orthiten der Quarzglimmerdiorite. Er ist häufig zersetzt oder braun, bisweilen isotropisiert, fast immer schwach zonar (zweischalig) und übersteigt 0,3 mm Durchmesser im Schnitt selten. Er ist jedenfalls prämikroklin, worauf Verdrängungen hinweisen.

Zirkon: ist im Kern der Biotite klein und etwas gerundet. Die größeren liegen randlich am Biotit oder ganz außerhalb. Relativ viele davon sind gedrungene Säulen von 0,2 mm (max. 0,3 mm) Länge und 0,15 mm (max. 0,2 mm) Dicke.

2. Hornblende-Biotit-Fleckengranite, mittelkörnig oder Hornblende-Biotit-Fleckendiorite

Literatur: Diese aus den sog. „Pannholzdioriten" neu ausgeschiedene Gruppe vereinigt granodioritische Gesteine, die früher in diesem oder jenem Vorkommen beschrieben worden sind, deren Verwandtschaft aber zu wenig betont worden ist.

Vorkommen: Es sind hauptsächlich drei zusammenhängende geologische Körper, die einzeln als Varietäten behandelt werden. Als Varietät bezeichne ich Gesteinsarten, die nicht die Eigenheiten und unterschiedlichen Gefügemerkmale von Typen besitzen, sondern lediglich lokale Besonderheiten. Die vielen Steinbrüche mit diesem von der Steinindustrie geschätzten Gesteinstyp, der deutlich jünger als der Quarzglimmerdiorit ist, gestatten gute Einblicke in den Bau des Gesteins.

Habitus: Gemeinsame Merkmale der folgenden drei Varietäten sind ihr mittelkörniges Gefüge, die gegenüber den Quarzglimmerdioriten verminderte Häufigkeit von Hornblende-Biotit-Flecken, ihr Gehalt an Kalifeldspat als Hauptgemengteil und ihr gleiches Alter. Der Verteilungsgrad der Hornblende-Biotit-Flecken ist in allen genannten Brüchen des Typs annähernd konstant. Die Durchschnittszahl beträgt im Mittel aus 6 Messungen 1000—1200 Flecken/m², ihre Größe 3—5 mm (max. 10 mm) Durchmesser.

a) Varietät Buchleiten (Stbr. Nr. 26, 1, 2)

Literatur: Bei Drescher (1925) findet sich ein teilweiser Bezug auf den granodioritischen Körper zwischen Steining und Lehen (Gehöft 1 km NE Nammering) auf S. 39 f., doch zählt er zu der „helleren, fein-mittelkörnigen Varietät" auch Stbr. wie Lohwies (Nr. 4) und Fischlbruch (Nr. 28). 1930 (S. 506) faßt er die helleren mittelkörnigen dioritischen Gesteine, von denen er keine chemischen Analysen bringt, als letzte Gruppe zusammen. Es sind dies vor allem die beiden Varietäten Buchleiten und Himmelreich.

Vorkommen: Im namengebenden Steinbruch Buchleiten (Nr. 26) steht ein überaus homogenes Gestein an, das selten Gneisschollen führt und makroskopisch eher einem Granit als einem Quarzglimmerdiorit gleicht. Im Paradiesbruch (Nr. 1) ist es als Nebengestein des Paradiesdiorites eine Nuance dunkler und feinerkörnig, im Peterbruch (Nr. 2) in einigen Partien fleckenlos. Im unteren Schätzbruch (Nr. 3) trifft eine Abart mit stark granodioritischen Zügen, die mit dem „Paragranodiorit" von Unterpolling (Stbr. Nr. 7) verwandt sein kann, auf jüngeren Zweiglimmergranit. Die Kontakte zum Saldenburger Granit (z. B. S-Stbr. Nr. 25) sind einesteils äußerst scharf, andernteils (N-Stbr. Nr. 25) Imbibitionskontakte. Im Stbr. Buchleiten treffen sich scharfe, geradlinige Saldenburger Granitgänge verschiedener Phasen (s. Abb. 10). Es gibt für diese häufigere Erscheinung zwei Erklärungen. Regional gesehen, wäre der Porphyrische Granitgang jünger und in eine Zerrfuge des halb erstarrten einsprenglingsfreien Ganges keilförmig abgezweigt. Man könnte aber auch den einsprenglingsfreien Nebengang als etwas später und langsamer geöffnet auffassen, in den nur noch die nicht erstarrte Restschmelze eindringen konnte.

Habitus: Das im Fürstensteiner Gebiet besonders einheitliche Gestein mittelkörniger Textur mit den oben beschriebenen Hornblende-Biotit-Flecken hat im Kerngebiet der Diorite Abweichungen genug, die seine genetische Einheit in Frage stellen können, vor allem die lokale Fleckenlosigkeit (Stbr. Nr. 3), die mit einer weitgehenden Rekristallisation des Biotits verknüpft ist und ebenfalls im SE des Körpers der abnehmende Kalifeldspatgehalt. Dieser Punkt erlaubt vielleicht Rückschlüsse auf den physikalischen-chemischen Zustand zur Zeit der Saldenburger Granitintrusion.

Vorbemerkung: Die Beschreibung Dreschers aus dem Jahre 1925 und die vielen gemeinsamen Merkmale mit den Quarzglimmerdioriten, deren allgemeine Mineralbeschreibung auch für die Hornblende-Biotit-Fleckengesteine zutrifft, veranlassen mich, nur noch auf einige Daten und Besonderheiten aufmerksam zu machen.

Gefüge: Die makroskopische sowie die mikroskopische Struktur dieser Gesteinsgruppe ist eine ausgeprägt hypidiomorph granitische. Drescher (1930, S. 506) spricht von der Zunahme der eruptiven Komponente bei der Metamorphose und dadurch bedingter stärkerer Umkristallisation des Substrats und meint: „Die einzelnen Gemengteile sind durch Sammelkristallisation weiter gewachsen und bringen dabei ihre Kristallgestalt nach Maßgabe des relativen Bildungsintervalls, ihrer Kristallisationskraft etc. zur Geltung, bis Typen mit kenntlicher granitischer Ausscheidungsfolge entstehen." Ich dagegen führe das Gefüge unmittelbar auf Erstarrung einer echten Schmelze zurück.

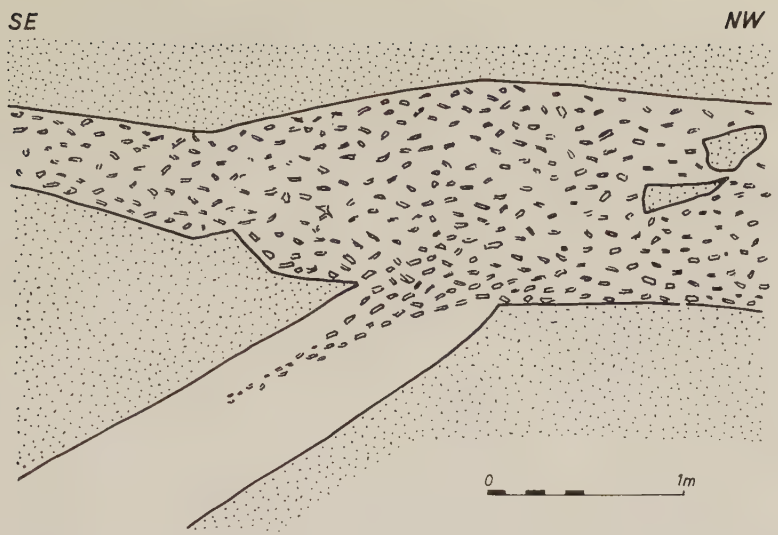


Abb. 10. Saldenburger Granitgänge verschiedener Phasen: Vorläufer weiß; Hauptphase mit Kalifeldspateinsprenglingen. Hornblende-Biotit-Fleckengranit punktiert. Stbr. Nr. 26 (Bl. Schöllnach).

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	40	41	42	43	44	45	46	47
Schliffnr.	6828/1	6828/2	6828/3	Mittel	9285	9279	6868	9240
Pl	40,5	40,2	41,3	40,7	40,1	38,6	42,6	46,6
Kf	18,6	17,8	16,7	17,7	18,6	13,0	14,2	9,2
Qu	22,3	21,0	22,0	21,8	21,9	24,1	23,9	25,1
Bi	12,9	14,2	13,2	13,4	14,8	19,0	15,0	18,2
Hb	3,0	3,8	4,1	3,6	2,4	1,9	1,8	—
Tit	1,3	1,5	1,3	1,4	0,9	1,1	1,2	0,3
Erz	0,4	0,5	0,4	0,4	0,6	1,3	0,4	Sp
Ap	0,7	0,8	0,8	0,8	0,6	0,8	0,6	0,4
Orthit, Zr, Xe und Ep	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2
Punkte	4718	5000	4453	14171	3120	4047	4545	4258

Schliffnr. 6828/1, 2 und 3 und 9285: Stbr. Nr. 26
Schliffnr. 9279: Stbr. Nr. 1
Schliffnr. 6868: Stbr. Nr. 2
Schliffnr. 9240: Stbr. Nr. 3 (Abart)

Mineralbeschreibung

Plagioklas: Weitaus die Hauptmasse an Plagioklas machen Einsprenglinge mit folgenden durchschnittlichen Maßen aus: 2 mm (max. 3 mm) lang; 1,5 mm (max. 3 mm) breit und 1 mm (max. 2 mm) dick. Ein kleiner Teil ist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Öfters tragen die Plagioklase Einschlüsse von Hornblende und nadelförmigem Apatit, die gut nach dem Plagioklas-Wachstum geregelt sind.

Der Chemismus entspricht dem der Quarzglimmerdiorite:

1) Kern An_{44}, Entkalkung und 1. Zone An_{36}, verschwommene 2. Zone ca. An_{25}, Rand ohne Albitlamellen und mit Qu-Einschlüssen An_{23}
2) Kern An_{44}, 1. Zone An_{28}, Rand An_{20}
3) Kern An_{45}, Entkalkungen und 1. Zone An_{37}, 2. Zone An_{28}, Rand An_{10}
4) Kern An_{43}, Entkalkungen und 1. Zone An_{37}, Rand An_{19}
5) Kern An_{44}, 1. Zone An_{25}, Rand An_{20}
6) Kern An_{43}, Rand An_{18}
7) Kern An_{29}, 1. Zone An_{27}, 2. Zone An_{24} (mit schmaler Rekurrenz An_{27}), 3. Zone An_{27} (Rekurrenz), Rand An_{21}
8) Kern An_{29}, 1. Zone An_{27}, 2. Zone An_{22} (mit schmaler Rekurrenz An_{27}), 3. Zone An_{26} (im Mittel), Rand An_{22-20}

Nr. 1) bis 6): Stbr. Nr. 26
Nr. 7) bis 8): Stbr. Nr. 3 (abartiges Gestein)

Kalifeldspat: Das Übergewicht des Mikroklins über den Orthoklas ist groß.

Mikroklin verdrängt z. T. randlich Plagioklas. Ob und inwieweit Kalifeldspat aufgrund von Infiltration vom Saldenburger Granit her zugeführt wurde, läßt sich schwer feststellen. Myrmekit ist weder selten noch häufig.

Biotit: Blättchen oder Lappen, primär oder sekundär nach Hornblende, messen ca. 0,5 mm im Durchmesser und 0,1—0,3 mm für die Dicke. Pleochroismus: braungrün (n_x); grünbraun bis olivgrün (n_z).

Hornblende: kommt in den Hornblende-Biotit-Flecken in Gesellschaft mit Titanit und Apatit oder zuweilen als Einschluß in Plagioklas vor. Pleochroismus: blaugrün bis schilfgrün (n_x); dunkel grasgrün (n_z).

Titanit: Vorwiegend xenomorph mit allotriomorphen Grenzen gegen Apatit und Plagioklas, gelegentlich mit Zwillingslamellen aufgebaut, findet er sich mit oder ohne Erzkern in der Nähe der femischen Komponenten.

Daneben konnte wiederholt Yttrotitanit nachgewiesen werden. Seine Hauptkennzeichen sind niedrige Doppelbrechung, starke radioaktive Höfe und ein abweichender Habitus, der sich in der langen Erstreckung in Richtung der Winkelhalbierenden zwischen kristallographischer a- und c-Achse äußert.

Erz: Magnetit und Ilmenit.

Apatit: ist in erster Linie säulig bis zu einem Längen-Breiten-Index von 8 : 1.

Epidot: früher Pistazit, daneben auch jüngerer Klinozoisit.

Orthit: Die verstreuten Säulen haben stets einen schmalen Epidotmantel; die einen in den Hornblende-Flecken sind nur ca. 0,1 mm, die anderen 0,5 mm dick.

Zirkon: tritt entweder als kleine Körner in Biotit oder als Ansammlung von Körnern oder gegeneinander verdrehten Bruchstücken in den jüngeren Gemengteilen auf. Hypidiomorphie ist oft eine Folge von Bruch oder Korrosion.

Xenotim: ist in wenigen Exemplaren einwandfrei nachweisbar. Kennzeichnend sind Tracht, Spaltbarkeit und Doppelbrechung.

Calcit: füllt oft kleine Zwickel in Titanit und Hornblende und ist gern mit Epidot vergesellschaftet.

b) Varietät Himmelreich (Stbr. Nr. 16, 15, 17)

Literatur: Drescher gibt der Varietät 1925 (S. 37—39) einen weiten Rahmen, in der er alle westlichen Dioritvorkommen einschließt, und nennt sie „mitteldunkle blaue feinkörnige Varietät" und erläutert sie dann als fein- bis mittelkörnig. 1930 vereinigt er die beiden Varietäten, die ich Buchleiten und Himmelreich bezeichne, in einem halb verarbeiteten Anhang (S. 506—508).

Vorkommen: Die Kartierung hat gezeigt, daß die zusammenhängenden Schollen jeweils ähnlichen Charakter tragen, selbst wenn Körnungsunterschiede auftreten. So ist unter den drei Steinbrüchen Himmelreich (Nr. 16), Fälschinger Bruch (Nr. 15) und Mühlfeldbruch (Nr. 17) das Gestein des Fälschinger Bruchs feinerkörnig und fleckenärmer. Es könnte dies ein Hinweis auf teilweise Rekristallisation dadurch sein, daß der Steinbruch an drei Seiten von Saldenburger Granit und Zweiglimmergranit analog dem Stbr. Schuberl (Nr. 27) umschlossen ist. Die räumliche Beziehung gestattet aber wie im Falle des Unteren Schätzbruches (Nr. 3) der Varietät Buchleiten keine Typentrennung. Der geologische Körper reicht vom Fälschinger Bruch über den Mühlfeldbruch und den aufgelassenen Scherbenbruch unterhalb nach NW, ist nochmals an der Straße Eging—Fälsching unweit der Brücke über die kleine Ohe aufgeschlossen und hört jenseits des Baches bald auf.

Habitus: s. allgemeine Beschreibung am Anfang des Kap.!

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	48	49	50	51	52	53
Schliffnr.	6830/1	6830/2	6830/3	Mittel	667	6902
Pl	41,7	37,4	37,7	38,9	38,9	41,9
Kf	14,8	17,4	17,1	16,5	19,0	14,9
Qu	29,9	22,5	22,5	22,0	18,6	18,3
Bi	16,3	16,5	15,6	16,1	18,8	21,7
Hb	3,4	3,4	4,1	3,6	1,7	1,0
Tit	0,8	1,1	0,8	0,9	1,7	1,1
Erz	0,8	0,5	0,9	0,7	0,4	0,3
Ap	1,0	0,9	1,0	1,0	0,7	0,6
Orthit, Pistazit, Calcit, Zr und Xe	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
Punkte	4530	5216	3367	13113	4558	4591

Schliffnr. 6830/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 16
Schliffnr. 667: Stbr. Nr. 17
Schliffnr. 6902: Straße Eging—Fälsching, 300 m E Ohebrücke (R 45 94,90; H 53 97,80)

Mineralbeschreibung: Hier sollen besonders die Abweichungen von der Varietät Buchleiten betont werden.

Plagioklas: durchschnittliche Größe der Tafeln: 1,5 mm (max. 6 mm) lang; 0,5 mm (max. 1,5 mm) breit und dick.

Chemismus: Die Kerne der zonaren Plagioklase sind stets groß wie in den Quarzglimmerdioriten, also mindestens $^2/_3$ der Erstreckung der Kristalle in der kristallographischen b-Achse.

1) Kern An_{37-36}, 1. Zone An_{30-29}, 2. Zone An_{25}, Rand An_{23}, Saum An_{17} (Rand und Saum ohne Albitlamellen)
2) Kern An_{37}, 1. Zone An_{30}, 2. Zone An_{27}, Rand und Saum An_{21-20}
3) Kern An_{41}, Rand An_{18}
4) Kern An_{40}, 1. Zone An_{25}, Rand An_{20}

5) Kern An_{44}, Rand An_{28-20}
6) Kern An_{39}, 1. Zone An_{26}, Rand An_{20}

Nr. 1) bis 2): Stbr. Nr. 17
Nr. 3) bis 4): Schliffnr. 6902 (s. o.)
Nr. 5) bis 6): Stbr. Nr. 16

Biotit: Pleochroismus: braunoliv (n_x); olivbraun (n_z).

Hornblende: Die Biotitisierung der fleckigen Hornblenden erfolgt bisweilen vom helleren Kern aus.

Pleochroismus: grasgrün (n_x); kräftig olivgrün (n_z)

$2V_x = 70, 74, 69, 72, 70$; Mittel: $71^\circ 0'$
$n_z/c = 18, 20.$

Titanit: Yttrotitanit ist in geringem Maße vorhanden.

Erz: Ilmenit in Blättchenform überwiegt über Magnetitkörner.

Apatit: ist bis 0,5 mm langsäulig. Dabei treten bei den großen Kristallen Längen-Breiten-Verhältnisse von 5 : 1 bis 10 : 1 auf. Öfters kann man Apatit mit Zentralkanal beobachten, bevorzugt in den jüngeren Mineralien der Ausscheidungsfolge. Die Füllungen bestehen aus Quarz, vielleicht selten auch aus Kalifeldspat. Die Einschlußintensität der Füllungen ist größer als in Apatit selbst. Erz und Biotitreste wurden darin nachgewiesen. Eine Rekristallisation oder Spätzufuhr von Phosphat während des Quarzwachstums wäre meiner Meinung nach nicht ausgeschlossen.

Orthit: bis 1 mm lang und 0,5 mm dick.

Zirkon: Außer Apatit haben auch winzige Zirkone, ebenfalls in den jüngeren Mineralien Quarz und Kalifeldspat liegend, bisweilen einen Zentralkanal.

Xenotim: in kleinen, kurzprismatischen Körnern mit einem max. Durchmesser von 0,1 mm.

c) Varietät Preinting Stbr. Nr. 22)

Literatur: Der „Passauer Waldgranit Typus Egging" von Frentzel (1911, S. 129) fällt in seinen Aufschlüssen S Engelburg unter den Titanitfleckendiorit-Mischdiorit, im Hauptverbreitungsgebiet im W bei Preinting unter den Hornblende-Biotit-Fleckengranit, Varietät Preinting. Frentzel betrachtet ihn als Übergangsglied zwischen „Passauer Waldgranit" und „Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit".

Drescher behandelt das Gestein 1925 nur kurz (S. 6), 1930 nicht. Scholtz sagt 1927 (S. 145), daß es sich um fein- bis mittelkörnige Gesteine handele, die in ihrer Basizität fast alle Übergänge von Hornblendegraniten zu Dioriten zeigen. Demnach ist in den genannten drei Varietäten kein einheitlicher Typ vorhanden.

Gewiß werden nur Fürstensteindiorite und Eginggranite Frentzels vereinigt, aber das bringt sowohl im Aufschluß als auch im Kartenbild eine Vereinfachung mit sich. Altersstellung, Gefüge und Chemismus fordern eine Trennung von den Quarzglimmerdioriten.

Vorkommen: Der Hauptkörper erstreckt sich zwischen der kleinen Ohe und dem Rohrbach N Preinting. Im W schließen sich zwei kleinere Körper an, jedesmal durch Saldenburger Granit voneinander geschieden. Der westliche erreicht die Große Ohe bei Alzenmühl. Die gangförmige Natur wird zwischen Eging, Rohrbach und Priefing durch „Saldenburger Granit mit dioritischen Schollen" (s. Kartenlegende) unterstrichen. Gute Aufschlüsse sind außerhalb der beiden Preintinger Steinbrüche (Nr. 22) und der kleinen Steinbrüche im Tal der kleinen Ohe selten und kaum dauerhaft.

Habitus: Die Varietät Preinting stellt den am gröbsten kristallisierten Fleckengranit dar, was Frentzel als „ziemlich starkes Hinneigen zu porphyrischer Struktur" ansieht.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	54	55	56	57	58
Schliffnr.	6826/1	6826/2	6826/3	Mittel	9263
Pl	37,4	36,8	38,7	37,9	38,4
Kf	18,8	18,3	17,0	18,0	17,7
Qu	23,0	24,4	24,0	23,8	24,0
Bi	14,1	15,7	14,8	14,9	16,4
Hb	4,5	2,3	3,4	3,4	1,1
Tit	0,8	1,0	0,9	0,9	1,4
Erz	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2
Ap	0,9	0,9	0,8	0,9	0,6
Orthit, Pistazit, Calcit, Zr und Xe	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
Punkte	4338	4869	4698	13905	3496

Schliffnr. 6826/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 22, S-Stbr.
Schliffnr. 9263: Galgenberg 1 km N Preinting (R 45 94,32; H 53 99,02)

Mineralbeschreibung

Plagioklas:

Chemismus: 1) Kern An_{31}, breiter Rand An_{24}
2) Kern An_{37}, 1. Zone An_{23}, Saum An_{17}
3) Kern An_{30}, Saum An_{17}
4) Kern An_{29}, Rand An_{21}
5) Kern An_{49}, 1. Zone An_{40}, 2. Zone An_{25}, Rand An_{21}

Im Durchschnitt sind die Plagioklase etwas Ca-ärmer als in den anderen Hornblende-Biotit-Fleckengraniten.

Quarz: Der Quarzgehalt ist etwas höher als in den anderen Varietäten.

Biotit und Hornblende: Der Haushalt der beiden Minerale zusammengenommen ist sehr ausgeglichen.

Titanit: erreicht mitunter eine Größe von 2,5 mm im längsten Durchmesser. An Biotit existieren manchmal Leukoxenränder, zumal an den Stellen, wo die (001)-Spaltrisse der gelappten Biotite enden.

Zirkon: Die idiomorphen Kristalle, die einzeln oder in Ansammlungen erscheinen, zeigen ab und zu kleine Anwachskegel. An Zirkonen am Rande von Biotit wurde beobachtet, daß sie bisweilen idiomorph in die jüngeren Komponenten Quarz und Mikroklin, z. T. sogar in einem breiter säuligen Habitus weiterwachsen.

3. Peigertinger Mischdiorit (Stbr. Nr. 27)

Literatur: Es ist unbestimmt, ob einer der früher als „Bruch N Lehen" (Gehöft 1 km NE Nammering) bezeichneten Brüche hierher gehört. In der tektonischen Skizze Drechers (1925) käme nur „Bruch P. Schätz" W Lohwiesenbruch in Frage.

Vorkommen: Das sehr lokale Gestein ist im Stbr. Schuberl (Nr. 27) erschlossen und zwar in der westlichen Grube. Gegen E tritt es in Kontakt zu dem älteren Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit (ca. 145/45 NE). Gneisschollen in beiden Gesteinen, von größerem Ausmaß

Abb. 11. Quarzglimmerdioritschollen (dunkel) und Granitschollen (hell) in Mischdiorit (grau). Das primär dioritische Gestein wurde mitsamt seinen Granitgängen vom Saldenburger Granit aufgelöst und durchblutet, bevor es neu erstarrte. Stbr. Nr. 27 (Bl. Schöllnach).

im Quarzglimmerdiorit sind beachtlich. Abweichend von der normalen Gefügeregelung der dioritischen Gesteine, ausgenommen Stbr. Gramlet (Nr. 14), ist die Ausrichtung von Biotit und Hornblende-Biotit-Flecken: 120—140/saiger. Eine weitere Besonderheit des Mischdiorits ist das Auftreten von Granitschollen (nicht über 0,5 m Durchmesser). Es ist das der einzige Fall im Fürstensteiner Intrusivgebiet, wo ich eine helle Scholle in dunklerem Gestein beobachtet habe (s. Abb. 11). Es gibt dafür zwei Möglichkeiten der Entstehung: Entweder ist der Granit älter oder das dioritische Material ist nach Eindringen eines Granitganges infolge der Saldenburger Granitintrusion soweit aufgeweicht worden, daß es zur Boudinagebildung des bereits verfestigten Granitganges fähig war. Das verlangt aber, daß der Mischdiorit als Brei in Bewegung geraten ist und seinen Ort verlassen hat (wofür die NW—SE-verlaufende, abweichende Streckung der Minerale spräche, die am Granitkontakt angepaßt ist), da die räumliche Beziehung der gerundeten Graniteinschlüsse zueinander im Mischdiorit zumindest gestört ist. Die erste Möglichkeit ist leichter vorstellbar, für die zweite sprechen im vorliegenden Fall folgende Gründe:

1. Räumlicher Zusammenhang des Körpers mit dem Vorkommen des Hornblende-Biotit-Fleckendiorites Varietät Buchleiten, in dem trotz großer Aufschlüsse keine entsprechenden Beobachtungen von Granitschollen vorliegen:
2. Verminderung der Basizität und reziproke Vermehrung der Alkalinität, ausgedrückt in der Abnahme der Hornblende-Biotit-Flecken sowie der gleichen Minerale im Grundgewebe und der Zunahme von Mikroklin in die Teufe, also kurz gesteigerte metasomatische Prozesse.

Im nicht aufgelösten Fleckengranit im E und oberen Teil des Steinbruchs sind scharfbegrenzte Saldenburger Granitgänge mit gleichem Streichen von 45° und steilem bis flachem SE-Fallen nicht selten. Die gleichen Mischformen treten auch am W-Ende des Körpers im Stbr. Bartsch (N-Stbr. Nr. 25) auf wenigen Metern zwischen Fleckengranit und hybridem Saldenburger Granit auf.

Habitus: Der Habitus ist, wie man es von einem Mischdiorit erwartet, nicht einheitlich. Gegenüber den vom Saldenburger Granitmagma kaum berührten mittelkörnigen Fleckengraniten ist das veränderte Gestein in der S- wie in der N-Scholle feinkörnig und zeigt neben spärlichen Hornblende-Biotit-Flecken öfters kleine, bis cm-breite Biotitanhäufungen, die als dunklere Schatten erscheinen. Im südlichen, nicht aufgeschlossenen Vorkommen treten in den durch Kontaktwirkungen auskristallisierten bis cm-großen Mikroklinen spätkristallisierte braune Titanitkörner hervor, wie das auch in manchen Partien des benachbarten Fischlbruches (Nr. 28) der Fall ist.

Modaler Stoffbestand

Lfrd. Nr.	59	60
Schliffnr.	9275	9274
Pl	41,0	37,1
Mi	19,6	23,6
Qu	24,3	23,3
Bi	13,1	12,8
Hb	—	0,9
Tit	0,3	0,8
Erz	0,5	0,4
Ap	0,9	0,8
Ep	0,2	0,2
Orthit, Zr und Xe	0,1	0,1
Punkte	4120	3703

Schliffnr. 9275: Stbr. Nr. 27
Schliffnr. 9274: 500 m SE Peigerting (R 45 97,25; H 53 98,50)

Mineralbeschreibung: Das feinkörnige Gestein mit seiner Tendenz zur Mittelkörnigkeit erscheint im Dünnschliff ebenso unruhig wie makroskopisch und hat viele Merkmale mit dem Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspat-Großkristallen (Stbr. Nr. 14 Gramlet) gemeinsam.

Plagioklas: Die durchschnittliche Größe der Einsprenglinge beträgt 1—2 mm (max. 2,5 mm) in der Länge und ca. 1 mm (max. 1,5 mm) in der Breite. Neben diesen Einsprenglingen aus dem Diorit-Altbestand mit spärlichen Albitlamellen sind infolge des Kontaktes sehr selten Oligoklase von An_{20} gesproßt, die meistens einen Mikroklin-Rand besitzen. Verdrängung des Plagioklases durch Mikroklin ist sichtbar. Entkalkungen sind häufig.

Chemismus: 1) Kern An_{37} (entkalkt An_{31}), 1. Zone An_{25}, Rand An_{20}
2) Kern An_{45} (z. T. An_{37}), 1. Zone An_{25}, Rand An_{12}
3) Kern An_{37}, Rand An_{20}
4) Kern An_{37}, Rand An_{18}

Mikroklin: in Zwickeln oder selten blastisch xenomorph bis 1 cm Länge. Mikroklin greift den Plagioklas stark an.

Quarz: Bei Verdrängungen von Plagioklas durch Quarz können sich schöne Siebquarze bilden. Mit einer Kieselsäure — sowie mit einer Kaliumzufuhr vom Saldenburger Granitmagma muß gerechnet werden.

Biotit: als Lappen und Fetzen, z. T. nach Hornblende. Pleochroismus: olivocker (n_x) 1 braunoliv (n_z).

Titanit und Erz: Titanit bildet zum größten Teil allotriomorphe Körner mit Erzkernen von Ilmenit und Magnetit. Ab und zu sind rings um größere Titanite kleine leukokrate Höfe, deren Bildung ich einer intensiveren Wirkung des Saldenburger Granits zuschreiben möchte, da ihre Vergesellschaftung mit Mikroklinholoblasten auffällt.

Apatit: kommt in breiten Formen als Altbestand und in kleinen Nadeln junger Kristallisation vor, ohne daß die Frage, ob dieser Apatit rekristallisiert

oder zugeführt ist, entschieden werden kann. Die konstante Menge an Apatit spricht gegen eine Zufuhr.

Zirkon: zeigt ein fortgesetztes Wachstum bis in die Quarzausscheidung hinein. Der frühe Habitus ist gedrungener.

Xenotim: hat eine geringe Eigenfarbe und hebt sich infolge seiner höheren Doppelbrechung vom Zirkon ab. Eine junge Kristallisation scheint nicht ausgeschlossen.

4. Wendlberger Mischdiorit (Titanitfleckengranit)

Literatur: Es ist möglich, daß in der tektonischen Übersichtskarte des Passauer Waldes von Cloos und Mitarbeitern (1927) ein als feinkörnige Granitscholle bei Reuth eingezeichneter Fleck das W-Vorkommen meint.

Vorkommen: Der östliche Aufschluß liegt in dem Tälchen E Wendlberg, wo aufgrund periglazialer Blockwanderungen ein Haufen großer Blöcke sich zusammengefunden hat. Aus dem westlich anschließenden Hügel ESE Gehöft Wendlberg (P. 475, Om) förderte die Flurbereinigung anstehenden Mischdiorit. Dieser ist ein Produkt eines granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengesteins mit imbibiertem Saldenburger Granit.

Habitus: Das primäre dioritische Gestein ist noch in manchen Blöcken unversehrt erhalten. Es führt sowohl Hornblende-Biotit-Flecken als auch große, tiefschwarze hypidiomorphe Biotite. Vorwiegend an die salischen Minerale gebunden, entbehren die bis 2 mm-langen Titanite der leukokraten Höfe. Überhaupt verschwimmt die fleckige Textur durch ausgeprägte Streckung der einzelnen Minerale und der Flecken. So ähnelt der Wendlberger Mischdiorit ungemein dem Titanitfleckengranit des Stbr. Breitenstein 2 km WSW Kloster Schlägel bei Aigen im Mühlviertel/Oberösterreich (Köhler & Exner 1954). Das mit Saldenburger Granit gemischte Gestein ist ungleich stärker vertreten. Von einer allgemeinen Gefügeauflockerung und -vergröberung angefangen, existieren Zwischenstufen mit einzelnen Mikroklin-Großkristallen bis zu Formen eines porphyrischen Granits, dessen biotitreiche und titanitführende mittelkörnige Grundmasse allein noch die Herkunft verrät.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	61	62
Schliffnr.	6906	9245
Pl	43,7	31,9
Kf	11,3	32,3
Qu	21,7	22,4
Bi	17,0	11,1
Hb	3,1	0,7
Tit	1,9	0,8
Erz	0,1	0,1
Ap	0,9	0,4
Ep	0,1	0,1
Orthit, Zr und Xe	0,2	0,2
Punkte	3669	3991

Schliffnr. 6906 (Normaltyp) und 9245 (alkalisierte Mischform): Tälchen E Wendlberg (R 45 97,90; H 53 99,65)

Mineralbeschreibung: Zwischen der Normalform und den alkalisierten Partien besteht eine starke Gefügeauflockerung. Im folgenden gelten Meßwerte nur für die Ausgangsform. Ihr Schliffbild ähnelt in vielem dem des

Tittlinger Granits, so daß das Wendlberger Gestein sehr wohl ein basischer Vorläufer dieses Granites sein kann.

Plagioklas: durchschnittliche Größe: 2 mm (max. 3 mm) lang, 1 mm breit, 0,5—1 mm dick.

Zwillingsgesetze und Zonarbau sind wie in den Hornblende-Biotit-Fleckendioriten verbreitet.

Chemismus: 1) Kern An_{37}, 1. Zone An_{25}, Saum und Entkalkungen An_{20}
2) Kern An_{30}, 1. Zone An_{25}, Saum An_{20}
3) Kern An_{37}, 1. Zone An_{25}, Saum An_{20}
4) Kern An_{44}, 1. Zone An_{30-27}, Rand An_{20}
5) Kern An_{37}, 1. Zone An_{25}, Rand An_{20}
6) Kern $An_{45\,(36)}$, 1. Zone An_{23}, Rand An_{19}

Kleinere Plagioklase ohne Andesinkern besitzen einen Kern von etwa An_{23-27}.

Kalifeldspat: Der verdrängende Kalifeldspat ist fast ausschließlich der Mikroklin. Ich halte ihn für etwas jünger als den minder verbreiteten Orthoklas. Die Verdrängung von Plagioklas geht sehr weit. Sie geschieht orientiert. Der Mikroklin übernimmt manchmal sogar die kleinen basischen Rekurrenzen des Plagioklases, was man an ringförmigen Serizitbändern im Mikroklin noch erkennen kann. Es steht das in deutlichem Gegensatz zu einem echten Zonargefüge des Kalifeldspats, das auf zonar schwankenden Na-Gehalten beruht. Im vorliegenden Fall frißt der Mikroklin den Plagioklas auf. Es lassen sich orientierte Verdrängungen beobachten, deren einer Teil zonarer Plagioklas und deren anderer Teil „zonarer" Mikroklin ist, wobei sich die Zonen genau decken. Myrmekite, die der Verdrängung folgen, bilden mannigfach Garben, Sträuße und Trauben aus.

Quarz: ist wie der Kalifeldspat aggressiv und korrodiert alle Minerale außer diesem.

Biotit: Scheiter bis 1 mm Durchmesser und bis 0,5 mm Dicke sind großenteils gut geregelt.

Pleochroismus: dunkeloliv (n_x); dunkelbraunoliv (n_z).

Hornblende: ist z. T. unter Kaliumeinwirkung biotitisiert.

Pleochroismus: grasgrün (n_x); kräftig oliv (n_z).

Titanit und Erz: Eine Vererzung von Titanit hat nicht stattgefunden. Die Titanitkristalle sind in der Mehrzahl idiomorph. Häufig trifft man auf schöne Rautenschnitte ohne Einschlüsse, die besonders in Mikroklin und Quarz zu finden sind. Eine genaue Betrachtung ergibt, daß die Kristallkanten gegenüber Mikroklin und Quarz messerscharf, gegenüber Plagioklas dagegen leicht gebuchtet sind.

Apatit: dünnsäulig oder nadelig.

Epidot: Pistazit waltet vor.

Orthit: ist braun oder zersetzt. Zonarbau ist meist noch sichtbar. Der Epidotmantel fehlt nie völlig.

Zirkon: idiomorph in normaler Ausbildung.

Xenotim: findet sich ausgesprochen häufig. Er ist in erster Linie an der sehr kurzprismatischen Tracht kenntlich, die regelrechte Rhombenschnitte ergibt. Eigentümlich ist die Tatsache, daß er fast nie kompakt auftritt, sondern analog manchen Titaniten in mehreren Teilen, die ergänzt schöne idiomorphe Formen

darstellen. Meist werden die Teile von Quarz unterbrochen, der ihn entweder korrodiert und sogar schlauchartig in ihn eingreift oder gleichzeitig ausgeschieden ist. Kristallisiert der Xenotim in Biotit, so entsteht das gleiche Bild eines die Automorphie suchenden Kristalles. Ich bin daher geneigt, den Xenotim nicht unbedingt als Frühausscheidung anzusehen, sondern ihm eine lange Ausscheidungsdauer zuzubilligen, wenn nicht seine Kristallisation mit der des Apatits zusammenfällt.

III. Die alten feinkörnigen Ganggranite

Literatur: Sehr verstreut finden sich bei manchen Autoren Bemerkungen über ein einzelnes Vorkommen. Lassen wir die sehr bunte Gruppe der Ganggranite im Gneisgebirge außer Betracht, so herrschen verwandte Bildungen besonders im S des Gebietes vor. Von den unklar definierten Typen Frentzels (1911, S. 128) ist regional der „Passauer Waldgranit Typus Hutthurm" im S des Fürstensteiner Gebietes dominant, doch ist seine Beschreibung so unzureichend, daß nicht ein einziges Vorkommen sicher als solcher angesehen werden kann. Der Fehler liegt darin, daß damals eine genaue Kartierung noch ausstand. Schwierigkeiten der Bedeckung und Aufschlußmangel sind heute ebenso die Hindernisse der eindeutigen geologischen Aufklärung gerade dieses Teiles.

Dreschers „Granit vom Hutturmtyp" (1925, S. 6) ist ein undurchsichtiges Sammelbecken verschiedener Granite zwischen Englburg und Preinting unter dem Oberbegriff C. W. v. Gümbels „Passauer Waldgranit".

Scholtz (1927) trennt zwischen feinkörnigen Graniten im Gneisgebirge (S. 150) und mittel- bis feinkörnigen Graniten im S und SE des porphyrischen Granits und spricht von „möglicherweise selbständigen kleinen Intrusiva" (S. 153).

Vorkommen: Nach der neuen Einteilung treten die Biotitgranite lokal im Fürstenholz und nördlich davon am Muthberg, die alten feinkörnigen Ganggranite in der Flur um Oberpolling und in der Zone unweit nördlich des südlichen Gneisrahmens in verschiedenen kleinen Schollen auf. Die Ganggranite im Gneisgebirge endlich gehorchen kaum einer Regel, sind verstreut, ungleich mächtig und wechseln z. T. ihre Richtung. Die meisten jedoch verlaufen NW—SE.

Habitus: Allein die feine Korngröße der Komponenten ist gemeinsames Kennzeichen. Muskovitgehalt ist häufig, doch zur Charakterisierung nicht maßgebend. Auch die Biotitmenge ändert sich. Schwer ist auseinanderzuhalten, ob das Glimmerverhältnis primär oder sekundär ist. Die Größe der Feldspäte bleibt meist unter 1 mm. Im Gneisgebirge trifft man auch mittelkörnige Granite, meist „geschiefert", doch stets sehr hell. Quarzreichtum ist allen Formen gemeinsam.

1. Sehr feinkörniger Biotitgranit (Stbr. Nr. 33, 37)

Literatur: Was Drescher 1925 (S. 7) als „feinkörnigen, reinen Granit" aus dem Wolfsbruch (Nr. 33) beschreibt, ist in Wirklichkeit ein sehr plagioklasreiches und mikroklinarmes Gestein mit reichlich Biotit.

Scholtz (1927, S. 152) geht auf dasselbe Vorkommen ein und vergleicht es mit dem des Muthbergbruches (Nr. 37), von dem er einen Profilausschnitt (Fig. 106) gezeichnet hat. Er zeigt deutlich, wie der jüngere mittelkörnige Tittlinger Granit schlierenförmig in den feinkörnigen Granit eingedrungen ist.

Vorkommen: Damit ist ausgesagt, daß die feinkörnigen Granite zumindest z. T. als Schollen in den Stock- und Massivgraniten auftauchen, also älter als diese sind. Sie rücken dadurch zeitlich den Dioriten näher. Mit den Vorkommen Wolfsbruch (Nr. 33) und Muthbergbruch (Nr. 37) erschöpft sich der Biotitgranit. Der größere Wolfsbruch ist im Vergleich zum Muthbergbruch einheitlich und wird nur von wenigen schmalen leukokraten Gängen durchsetzt. Die Streckung im Gestein verläuft NW—SE.

Habitus: eines dunklen, biotitreichen sehr feinkörnigen Granits ebenmäßiger Körnigkeit mit manchmal aufblitzenden Muskoviten.

Modaler Stoffbestand

Lfr. Nr.	63	64
Schliffnr.	6871	663
Pl	45,2	38,2
Kf	12,5	22,5
Qu	26,5	26,4
Bi	12,8	10,2
Mu	1,9	0,7
Tit	0,3	0,1
Erz	0,2	1,3
Ap	0,5	0,5
Zr und Mz	0,1	0,1
Punkte	4109	4670

Schliffnr. 6871: Stbr. Nr. 33
Schliffnr. 663: Stbr. Nr. 37

Mineralbeschreibung

Plagioklas: ist einfach gebaut mit Kern und Hülle und z. T. nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Wenige größere Einsprenglinge (durchschnittlich 2 mm lang, 1,55 mm breit und 1,0 mm dick) sind vielschichtig zonar, wobei die Zonen sich nur auf den äußersten Teil der Kristalle beschränken. Die Plagioklas-Täfelchen des Grundgewebes haben im Mittel eine Länge von 0,5 mm und eine Breite bzw. Dicke von 0,2—0,3 mm. Kalifeldspat und Quarz besitzen etwa die gleiche Korngröße.

Chemismus: 1) Kern An_{29}, 1. Zone An_{23}, Saum An_{16}
2) Kern An_{31}, Rand An_{20}
3) Kern An_{22}, 1. Zone An_{20}, Saum An_{16}
4) Kern An_{28}, Rand An_{20}
5) Kern An_{27}, Rand An_{20}
6) Kern An_{37}, 1. Zone An_{30}, Rand An_{23}
7) Kern An_{30}, Rand An_{20}
8) Kern An_{27}, Rand An_{20}
Nr. 1) bis 3): Stbr. Nr. 33
Nr. 4) bis 8): Stbr. Nr. 37

Kalifeldspat: ist hypidiomorph oder bildet von Zwickeln aus Verdrängungsgefüge gegen Plagioklas aus. Die Verdrängungen sind aber nicht so einschneidend wie in vielen Quarzglimmerdioriten. Ebenso ist die Myrmekitbildung schwach.

Biotit: ist von schmutziger Farbe und entweder in unansehnlichen, schmalen Scheitern oder lappig kristallisiert.

Pleochroismus: braunoliv (n_x); dunkel olivbraun (n_z).

Muskovit: ist in Fetzen oder Lappen vorhanden; man kann nicht entscheiden, ob auch primär Muskovit ausgeschieden worden ist. Ich halte ihn ausschließlich für sekundär. Da er ab und zu Biotit verdrängt, läge seine Bildung infolge einer Kaliumzufuhr im Bereich des Möglichen. Die starken Schwankungen im Kalifeldspatgehalt sind ein weiterer Anhaltspunkt dafür.

Titanit: scheint mitunter auch sekundärer Entstehung zu sein.

Apatit: findet sich bisweilen mit Zentralkanal. Sein Habitus ist dünnsäulig.

Zirkon: ist stets überaus winzig, vor allem im Biotit, wo er von relativ großen radioaktiven Höfen umgeben ist.

Monazit: ist größer als Zirkon, doch ebenfalls xenomorph im Wirtsmineral Biotit. Sein eindeutiger Nachweis glückte nur mit Hilfe des zweiachsigen konoskopischen Bildes, da die anderen Kennzeichen wie Spaltbarkeit etc. nicht ausgeprägt oder auch dem Zirkon eigen sind.

2. Alte feinkörnige Ganggranite (auf Bl. Tittling um Oberpolling)

Literatur: Scholtz (1927, S. 154) berichtet von einem Kontaktaufschluß im Bahneinschnitt N Unterpolling, wo mittelkörniger Granit von Zweiglimmergranit überlager sei. Es ist unsicher, ob es sich dabei um den dunklen Granit handelt, der einen Zug in Richtung auf Oberpolling bildet und in der Tat an der Bahnstrecke gut aufgeschlossen ist. 100 m nördlicher beginnt dann, weniger gut aufgeschlossen, der dunkle mittelkörnige Tittlinger Mischdiorit.

Vorkommen: Das neu entdeckte granitische Gestein um Oberpolling ist, wie derselbe Bahneinschnitt mit Apophysen von Zweiglimmergranit zeigt, älter als dieser. Es liegt heute in Schollenzügen vor, die noch eine alte Gangnatur unterstreichen. Bei größeren Neubauten in Oberpolling wurde der feinkörnige Granit in frischem Zustande gefunden, z. T. mit Zweiglimmergranitgängen. Eine Verwandtschaft mit dem sehr feinkörnigen Biotitgranit des Wolfsbruches (Nr. 33) oder auch eine Einstufung als feinerkörnige Randfazies des Tittlinger Granites läge im Bereich des Möglichen.

Habitus: gleichmäßig, muskovitfrei und mit klar geregelten Biotiten in NW—SE-Richtung.

3. Alte feinkörnige Ganggranite (auf Bl. Vilshofen und Bl. Hutthurm)

Literatur: Von Scholtz (1927, S. 153) wird lediglich von einigen der südlichsten Granite als kleinen Intrusiva gesprochen und das problematische Vorkommen an der Rockmühle (heute Röcklmühle genannt: R 45 97,10; H 53 94,88) erwähnt, ohne auf die heikle Altersstellung einzugehen.

Vorkommen: Neuerdings ist nun infolge eingehender Kartierung im aufschlußarmen Gebiet und durch Anlage des Wieninger Bruches (700 m SW Wiening; R 45 99,44; H 53 94,44) das Bild dahin abgerundet, daß man sagen kann, es lägen Schollen alter feinkörniger Ganggranite vor, die aus dem Gneisverband weitgehend gelöst sind. Das höhere Alter gegenüber den sie umgebenden Zweiglimmergraniten stützt im Wieninger Bruch außer der Kartierung die Tatsache, daß die turmalin- und granatführende Pegmatit-Ganggefolgschaft der Zweiglimmergranite den feinkörnigen dunklen Granit scharf durchschlägt. Südöstlich vom Wieninger Bruch erschließt ein alter Steinbruch am Pillinger Bach das gleiche Gestein.

Während das Vorkommen östlich der Brücke über die Kleine Ohe bei Bruck (R 45 94,90; H 53 94,78) einigermaßen verwandt scheint, ist der Granit N Röcklmühle wesentlich heller, d. h. muskovit- und mikroklinreicher. Allein die ausgesprochene Gefügeregelung mit leicht schwankendem EW-Verlauf ist allen Varietäten gemeinsam und unterscheidet sie von den eindeutig NW—SE-geregelten Zweiglimmergraniten. Sie ist es auch, welche die Annahme bekräftigt, es könnten die feinkörnigen biotitreichen Granite im S des Intrusivgebietes zur Gruppe der Ganggranite des Gneisrahmens gehören, wie sie z. B. an der Großen Ohe zwischen Großmeicking und Jederschwing zutage treten. Andererseits haben sie auch große Ähnlichkeit mit den feinkörnigen Graniten um Oberpolling. Eine Klärung in dieser Richtung ließe uns vielleicht etwas genauer das relative Alter mancher Granite im Gneisgebirge erfahren. Feinkörnige Granite finden sich auch vorzugsweise als Ummantelung von Gneisschollen in Zweiglimmergranit. Ich beobachtete diese Erscheinung im alten Stbr. am Wieninger Berg (R 45 99,80; H 53 95,08) und im Stbr. Ochsenreuth (Nr. 10). Es können diese Granitmäntel in ganz verschiedener Weise entstanden sein. Einmal sind sie älter als der Zweiglimmergranit und wurden mit den Gneisschollen von diesem eingeschlossen oder es handelt sich um eine feinkörnige Grenz- und Reaktionsfazies des Zweiglimmergranits mit den Gneisschollen. Schließlich könnte

es auch eine spätere Füllung von aufgeplatzten Schwundräumen an der Grenze Gneis/Zweiglimmergranit sein. Die scharfen Kontakte sowohl an der Grenze Gneis/feinkörniger Granit als auch besonders an der Grenze feinkörniger Granit/Zweiglimmergranit deuten darauf hin, daß der Zweiglimmergranit das jüngste Glied ist. Ich halte es für wahrscheinlich, daß eine Reaktionsfazies zwischen Gneis und feinkörnigem Granit vorliegt, die älter als der Zweiglimmergranit ist. Der feinkörnige Granit führt nämlich gegenüber dem gleichförmigen Zweiglimmergranit verschwommene Biotitschlieren, die gerne, in Gneisnähe beginnend, mit der Entfernung von ihm langsam verebben.

Habitus: Biotit- und Plagioklasreichtum ließe für die meisten Varietäten auch den Namen Biotitgranit rechtfertigen, zumal der Muskovitgehalt zum größten Teil sekundär ist. Die in frischem Zustande so blaugrauen Gesteine machen, wenn sie auch nur leicht angewittert sind, einen braungelben Eindruck, der in erster Linie von den bis ca. 2 mm langen Plagioklasen herrührt, die den Kalifeldspat mengenmäßig weit übertreffen.

Vorbemerkung: Auf die weitläufige, zu weit führende mikroskopische Beschreibung der feinkörnigen Granite des Gneisgebirges wird bis auf eine Ausnahme im Gaissatal, die genetische Bedeutung hat, verzichtet. Die feldgeologische Beschreibung folgt unten.

Modaler Stoffbestand

lfd. Nr.	65	66	67	68	69	70
Schliffnr.	9236	9243	6912	6930	6926	6908
Pl	41,7	37,5	40,4	42,6	38,7	36,1
Kf	18,6	16,4	14,3	14,4	20,8	22,2
Qu	26,4	31,0	30,2	30,9	24,6	25,6
Bi	11,2	11,5	11,8	11,0	14,5	15,2
Mu	0,3	2,8	2,6	0,8	0,2	Sp
Tit	0,2	0,1	Sp	—	0,2	Sp
Erz	0,4	0,4	0,4	0,1	0,5	0,4
Ap	0,6	0,3	0,3	0,2	0,4	0,5
Ep	0,5	Sp	Sp	—	—	Sp
Orthit und Zr	0,1	—	—	—	0,1	—
Zr	—	Sp	Sp	Sp	—	Sp
Punkte	3595	3639	3730	4487	3742	4066

Schliffnr. 9236: N-Ortsausgang Oberpolling (Bl. Tittling), Baugrube Fabrik Röderstein: (R 45 99,30; H 53 97,60)

Schliffnr. 9243: Wieninger Bruch, 700 m SW Wiening (Bl. Hutthurm): (R 45 99,44; H 53 94,44)

Schliffnr. 6912: alter Stbr. am Pillinger Bach (Bl. Hutthurm): (R 45 99,92, H 53 94,00)

Schliffnr. 6930: Felsen 100 m SSE Ohebrücke bei Bruck (Bl. Vilshofen): (R 45 94,90; H 53 94,78)

Schliffnr. 6926: rechtes Ufer der Gaissa (Große Ohe) 1 km N Brücke von Jederschwing (P. 361 m, Bl. Vilshofen): (R 45 91,42; H 53 97,86)

Schliffnr. 6908: Stbr. Nr. 47 (Scholle)

Mineralbeschreibung: Die Gemeinsamkeiten der verstreuten Vorkommen sind so einheitlich und weitreichend, daß die Gesteine sowohl geochemisch als auch mikroskopisch zusammengefaßt werden können.

Plagioklas: Die Plagioklase der feinkörnigen Granite bei Oberpolling unterscheiden sich von den südlicheren Vorkommen durch ihre Hypidiomorphie gegenüber Xenomorphie, ihre etwas größeren Maße und den Reichtum an Karlsbader Zwillingen, an denen man, wenn sie an Quarze grenzen, oft gut ihre einspringenden Winkel erkennen kann.

Die allgemeinen Durchschnittsmaße der Tafeln, Scheiter oder gebuchteten, länglichen Körner sind 0,5—1 mm (max. 2 mm) für die Länge, ca. 0,5 mm (max. 1 mm) für die Breite und ca. 0,3 mm (max. 0,5 mm) für die Dicke.

An manchen Stellen erscheint ein schwacher Zonarbau der Kristalle. Ebenso wechselnd ist die Ausbildung von Albitlamellen.

Chemismus:
1) Kern An_{37}, 1. Zone An_{25}, 2. Zone und Saum An_{22} (dazwischen ein saueres Band von An_{20})
2) Kern An_{38}, 1. Zone An_{27}, 2. Zone und Saum An_{23} (dazwischen ein saueres Band von An_{19})
3) Kern An_{37}, 1. Zone An_{30-27}, saueres Band An_{21}, Saum An_{23}
4) Kern An_{38}, 1. Zone An_{22}, saueres Band An_{19}, Rand An_{22}, Saum An_{23}
5) Kern An_{30}, Rand An_{23}
6) Kern An_{27}, Rand An_{21}
7) Kern An_{25}, Rand An_{20}, Saum An_{23} (Rekurrenz)
8) Kern An_{32}, Rand An_{25}, Entkalkungen An_{18}
9) Kern An_{25}, Rand An_{21}
10) Kern An_{25}, Rand An_{21}
11) Kern An_{30}, 1. Zone An_{25}, Rand An_{20}
12) Kern An_{27}, 1. Zone An_{20}, Rand An_{17}
13) Kern An_{35}, 1. Zone An_{27}, Rand An_{20}
14) Kern An_{37}, 1. Zone An_{26}, Rand An_{19}
15) Kern An_{35}, 1. Zone An_{27}, Rand An_{22}
16) Kern An_{24} (entkalkt), 1. Zone An_{30}, Rand An_{21}

Nr. 1) bis 4): Schliffnr. 9236 (Oberpolling)
Nr. 5) bis 8): Schliffnr. 9243 und 6912 (Wiening)
Nr. 9) bis 10): Schliffnr. 6930 (Bruck)
Nr. 11) bis 12): Schliffnr. 6926 (Gaissatal)
Nr. 13) bis 16): Schliffnr. 6908 (Stbr. Nr. 47)

Kalifeldspat: Mikroklin herrscht vor. Orthoklas spielt, wenn er da und dort auftritt, eine meist untergeordnete Rolle. Entsprechend dem hohen Plagioklasgehalt sind die Kalifeldspäte im Gefüge zurückgedrängt und sitzen in den Zwickeln zwischen Plagioklas und Glimmer.

Quarz: ist stets reichlich ohne nennenswerte Eigenschaften im Gestein.

Biotit: bildet kleine Scheiter oder lappige Strähnen. Pleochroismus entweder braunoliv für n_x und olivbraun für n_z (Oberpolling, Eberhardsreuth) oder rostbraun für n_x und kastanienbraun für n_z (Bruck, Gaissatal, Wiening).

Muskovit: Zerlappte oder hypidiomorphe Blättchen sind unregelmäßig verstreut oder sekundär an Biotit oder in Feldspat zu erkennen, wo sie z. T. 0,5 mm groß werden.

Titanit und Erz: Während Erz sehr ausgeglichen in jedem Dünnschliff zu finden ist, ist der Titanit nur ein Begleitmineral in der Gesellschaft von Erz, auch manchmal als Leukoxen oder sekundär in Biotit.

Orthit: Kleine idiomorphe Kristalle, oft korrodiert, oft in Verbindung mit Epidot, sind kein typischer Bestandteil.

Zirkon: hält sich in Biotit oder in seiner Nähe in winzigen oder submikroskopischen Körnern auf. Von Xenomorphie bis zu säuliger Idiomorphie sind alle Formen vertreten.

Ergebnis: Durch den hohen Plagioklasgehalt und ihren Andesin-Oligoklas-Chemismus bekommen die alten Ganggranite zumindest einen granodioritischen Einschlag, der es rechtfertigen würde, manche als Granodiorite zu bezeichnen und manche als basische Vorläufer der Massivgranite anzusehen. Ich möchte dies im besonderen für das Oberpollinger Vorkommen im Hinblick auf den Tittlinger Granit und für die Scholle im Eberhardsreuther Granit im Hinblick auf das Eberhardsreuther Massiv tun.

Dollinger (1961) fand, daß der Granodiorit von Waldkirchen (Bl. Nr. 7247) im Hauzenberger Massiv wahrscheinlich jünger als der Massivgranit ist. Die älteren Granodiorite im Fürstensteiner Gebiet könnten vielleicht als stoffliche und zeitliche Übergangsphase von den Dioriten zu den Graniten aufgefaßt werden, während die jüngeren Granodiorite zu den Porphyriten hin vermitteln könnten.

4. Feinkörnige Granite des Gneisgebirges (kleinere Steinbrüche und Stbr. Nr. 46)

Literatur: Frentzel (1911), der den Passauer Wald als ein einziges Granitmassiv („Passauer Granitmassiv") auffaßte, konnte mit dieser Schicht die Granitgänge im Gneis nicht als solche erkennen. Immerhin gebührt ihm das Verdienst, einige Granite in der Gruppe der Passauer Waldgranite vergleichend beschrieben zu haben.

Scholtz (1927) hebt im engeren Raum des Gneisrahmens einige Punkte hervor, so im N „einen kleinen Anbruch bei Hüttensölden" (S. 153), der sich als Gang im Diatexitgneis entpuppte (R 46 00,80; H 54 11,02), dann SW Haus, am Scheeracker beginnend, „einen Granitzug" (S. 150 und 158), der mehrere Kilometer in NE-Richtung fortstreicht, weiter südlich kleinere Gänge S Furth (S. 150 und 158) und das größere Vorkommen des Schloßbergbruches (Nr. 46) N Tittling (S. 150 und 158). Von den feinkörnigen Graniten im Tal der Gaissa oder Großen Ohe spricht er auf S. 153.

Vorkommen: Die feinkörnigen Granite sind keineswegs einheitlich. Scholtz ging schon auf ihre verschiedene Magmatektonik ein. Hier sollen sie nur insoweit besprochen werden, als sie über die Gesteine innerhalb des Gneisrahmens aussagen können:

Das Alter der Granite ist im untersuchten Gebiet nicht genauer als postregionalmetamorph und praemassivgranitisch einzugrenzen; doch zeigen Aufschlüsse von Dioritkörpern im Gneisgebirge östlich auf Bl. Tittling, z. B. 1 km S Hochwegen, daß die Ganggranite jünger als die dortigen einwandfrei intrusiven Diorite sind. Die Quarzglimmerdiorite im Gneis aber besitzen ein anderes Gepräge, besonders eine straffere Paralleltextur als die des Fürstensteiner Gebietes. Dies dürfte aber eine Folge der größeren Massen im Fürstensteiner Gebiet und ihrer stärkeren Durchwärmung und Rekristallisation sein. Die Verwandtschaft mancher Ganggranite des Gneisrahmens mit Schollen im Intrusivgebiet spricht auch für ein postdioritisches Alter. Ihre Platznahme würde demnach z. T. in den Hiatus zwischen Quarzglimmerdiorit- und Massivgranit-Intrusionen fallen. Die Ganggranite des NE-Gneisrahmens zwischen Unterhüttensölden und Preying sind in zweierlei Hinsicht von Bedeutung: 1. Sie stehen bei Furth im Kontakt mit dem Saldenburger Granit. 2. Nach der Karte zu urteilen, stammen die feinkörnigen bis mittelkörnigen Granitschollen im Saldenburger Massiv von dem Granitzug bei Haus her.

Wie Scholtz (1927, S. 150) schreibt, zeigt ein kleiner Steinbruch an der Ilz S Furth (R 46 02,20; H 54 06,42), wie dem feinkörnigen Granit vom jüngeren porphyrischen Granit Alkalien und Kieselsäure zugeführt worden sind, die sich als Kalifeldspatgroßkristalle, pegmatitische Anhäufungen von Quarz und Feldspat in Form von Quarzschnüren ausgeschieden haben. Analoge Kalifeldspatblastese beobachtete ich auch NW Furth am Kontakt des 1 km breiten Hauser Ganges in Felsgruppen der Anhöhe P. 540 m (R 46 01,60; H 54 07,70).

Schwieriger ist die Herkunft der feinkörnigen bis mittelkörnigen Granitschollen innerhalb des Saldenburger Massivs in der Umgebung von Senging und Haufang zu deuten. Beim Aushub

eines Kellers in Senging maß ich als Biotitstreckung in einem großkristallfreien Granit 60/saiger. Für den ehemaligen Zusammenhang der Granitschollen mit Ganggraniten in den Gneisen sprechen nur ihr Auftreten und ihre Richtung, da das Gefüge allzuleicht veränderlich ist. Ansonsten müßte man an eine granitische Vorläuferfazies des Saldenburger Granits, etwa im Sinne der Zweiglimmergranite denken. Auffällig ist jedenfalls die Verbreitung. Es gibt außerdem noch kleinere Schollen dunkleren Biotitgranits im Saldenburger Massiv, so N Hörperting (R 45 92,50; H 54 02,60) oder SE Traxenberg (R 45 95,84; H 54 03,46). Diese sind ihrem Habitus nach zweifellos früher Ganggranite des Gneisgebirges gewesen. Sie ähneln den Ganggranitschollen auf Bl. Vilshofen und Bl. Hutthurm und den Granitgängen im Gneis an der Gaissa zwischen Großmeicking und Jederschwing.

Die hellen Granite um den Schloßberg N Tittling sehen ganz anders aus. Ein Zusammenhang mit den oben genannten Formen ist schwer vorstellbar. Sie sind auch im Vergleich zu ihnen im Schloßbergbruch (Nr. 46) und im nördlichen aufgelassenen Bruch im Walde S Trautmannsdorf (R 46 01,70; H 54 0,260) sehr gut aufgeschlossen. Äquivalente von ihnen sind eher die Ganggranite im Ilztal S Kalteneck (Bl. Tittling) oder N Vilshofen (Bl. Vilshofen). Gerade letztere besitzen z. T. dasselbe Streichen. Die Streckung aller Minerale schwankt im Streichen zwischen 110 und 140° und fällt saiger. Sie steht damit senkrecht auf der Gangrichtung, die wohl aus einer Q-Klüftung des Gneisgebirges resultiert, und bildet die regionale Tektonik ab.

Habitus: So verbreitet die Granitgänge sind, so vielfältig ist ihr Habitus. Sehr feines Korn besitzen die Gesteine von Unterhüttensölden, Haus und Furth. Die Intensität ihrer Regelung wechselt allem Anschein nach in vielen Fällen proportional mit der Mächtigkeit der Gänge, in denen hydrothermale Rötungszonen keine Seltenheit sind.

Die Granite vom Schloßberg N Tittling neigen zur Mittelkörnigkeit, sind hell, straff texturiert und führen beide Glimmer. Die Gänge im SE schließlich an der Großen Ohe sind dunkle, sehr feinkörnige Biotitgranite, dann auch Zweiglimmergranite mit guter Paralleltextur, die von den jüngeren Zweiglimmergraniten, falls sie nicht zusammengehören sollten, kaum zu trennen sind.

IV. Die jungen Stock- und Massivgranite

1. Der mittelkörnige Tittlinger Granit

a) Normalfazies (Stbr. Nr. 41, 42, 43, 44, 45)

Literatur: Der Tittlinger Granit wurde meist als mit dem Eberhardsreuther Granit verwandt betrachtet. Diese Ansicht gründet allein auf dem ähnlichen Habitus, dem Auftreten in Form kleiner Massive und dem höheren Alter gegenüber dem benachbarten Saldenburger Granit. Stoffbestand und absolutes Alter sind aber verschieden, wenn es sich nicht um Differentiation in situ handelt.

Frentzel (1911, S. 123) faßt unter der „mittelkörnigen Varietät (Tittlingtypus)" des Passauer Waldgranites Gesteine aus den Brüchen der Gegend um Eberhardsreuth, der Tittlinger und Hauzenberger Gegend zusammen.

Drescher (1925, S. 5) hält an dieser Einteilung fest; er räumt aber die Möglichkeit ein, daß der Tittlinger Granit „nichts anderes als eine randlich verschiedene Ausbildungsform des Saldenburger Massivs" ist (S. 10).

Scholtz (1927, S. 155) sieht den Tittlinger wie den Eberhardsreuther Granit als mittelkörnige Vorläufer des porphyrischen Saldenburger Granits an, erwähnt aber keine Gründe für seine These. Irrtümlich zählt er auch den mittelkörnigen Granit des Stbr. Bornhofen (Nr. 34) NE Fürstenstein (S. 142) zum Tittlinger Granit. Hier läßt sich (s. u.) eher von einem Vorläufer des Saldenburger Granits sprechen. Scholtz hat die Tektonik des Tittlinger Granits ausführlich behandelt und seine Alterssellung geklärt. Er ist der Meinung, der Diorit sei bei der Intrusion des Tittlinger Granits und des noch jüngeren porphyrischen Granits noch nicht völlig erstarrt gewesen. Darauf deuteten innige Durchtränkungen und Durchmischungen. Nach seinem Bilde war die starre Phase großenteils erst ein später Reifezustand nach Intrusion aller großen Magmenmassen. In Wirklichkeit aber schauen die Dinge viel verwickelter aus, zumal Zeitdauer und Entfernung den Wirkungsgrad eines flüssigen Magmakörpers in Teilbereichen wesentlich beeinflussen. Beim viel größeren Saldenburger Granitmassiv spielt die Masse des sich Platz schaffenden Magmas eine erhebliche Rolle.

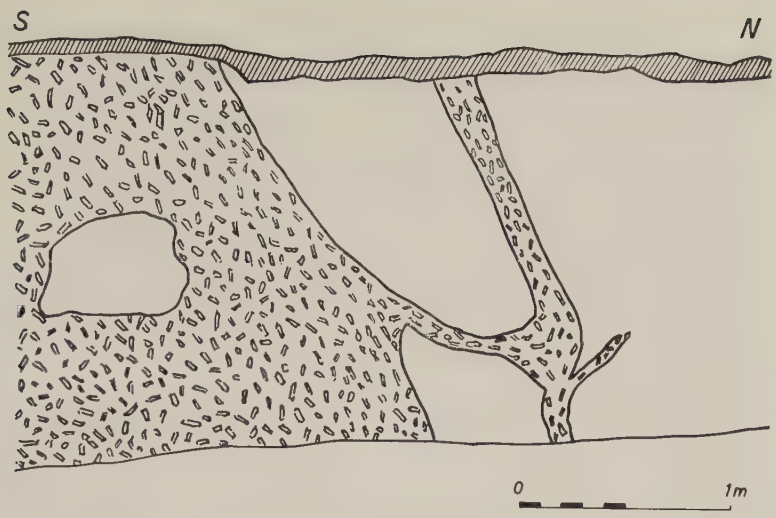


Abb. 12. Tittlinger Granit weiß; Saldenburger Granit mit Kalifeldspateinsprenglingen. Hohlweg N Eisensteg (Bl. Tittling, R 45 99,57; H 54 00,76).

Vorkommen: Die Grenzen sind bis auf den Süden scharf und genau bekannt. Im S allerdings machen die schlechten Aufschlüsse, die breite Kontaktzone mit den Titanitfleckendioriten und das damit wechselnde Korngefüge Schwierigkeiten (s. a. Kap. „alte feinkörnige Ganggranite auf Bl. Tittling um Oberpolling"). Die in der Karte verzeichnete Südgrenze schließt den Minimalumfang des Tittlinger Granitmassivs ab.

Eine recht grobkörnige Scholle wurde ferner im Zweiglimmergranit-Gebiet auf Bl. Hutthurm (R 45 99,60; H 53 96,52) gefunden. Sie trägt mit dazu bei, das Altersverhältnis beider Granite zu klären, welches durch das unvermutete Auftreten von Zweiglimmergraniten im Steinbruchgebiet von Tittling bis zum N-Hang des Steinhügels unklar war (Stbr. Nr. 36, 42 etc.). Die Kontakte sind scharf; einmal liegt der Tittlinger Granit oben (Stbr. Nr. 42), einmal unten (Stbr. Nr. 36), immer jedoch führt er dioritische Schollen, die der Zweiglimmergranit nicht aufweist. Diese Beobachtung erhellt auch den zeitlichen Hiatus zwischen Tittlinger und Saldenburger Granit (s. Abb. 12). Der Tittlinger Granit ist chemisch aktiver als die jüngeren Intrusiva. Seine Konakte gegenüber den Quarzglimmerdioriten zeugen von stärkerer Fluidität, während der Saldenburger Granit die Quarzglimmerdiorite nur durch Zufuhr und Aufweitung ihres Gefüges in situ veränderte.

Die heute vorliegende Keilform des Tittlinger Granitmassivs zwischen Gneisrahmen im E und Saldenburger Massivs im W mit ihrer Spitze gegen N legt nahe, an eine größere Verbreitung des Gesteins vor der Saldenburger Granitintrusion zu denken. In vielen Steinbrüchen und Anrissen aufgeschlossen, bietet der Tittlinger Granit ein ausgezeichnetes Untersuchungsfeld.

Habitus: Seine mittlere Korngröße ist im großen und ganzen konstant. Etwas feinerkörnige Partien findet man vor allem im S. Dafür will ich den Kontakt mit den Dioritgangzügen verantwortlich machen. Die Beobachtung von Scholtz (1927, S. 151), daß die Korngröße im allgemeinen von S nach N zunehme, wobei er den Tittlinger und Eberhardsreuther Granit wieder zusammennimmt, trifft für den Tittlinger Granit nicht zu, da am Steinhügel (Stbr.Nr. 40) z. B. grobkörnige Partien und in ihnen verstreut bis ca. 1 cm lange, einschlußarme, kurztafelige Mikrokline auftreten. In Dioritschollen bis 10 m Durchmesser vermag die Kaliumzufuhr sogar bis 2 cm lange und über 1 cm breite Mikroklinxenoblasten hervorzurufen, die nur beim Einspiegeln der Spaltflächen gegen das Licht wahrnehmbar werden (z. B. Stbr. Nr. 39 und 45).

Der Tittlinger Granit ist ein dunkler muskovitfreier Granit, der bei genauer Betrachtung braune Titanite und seltener schwarze Orthitkörner zeigt. Sie sind öfters von salischen Gemengteilen umgeben, die durch radioaktive Strahlung zersprengt sind.

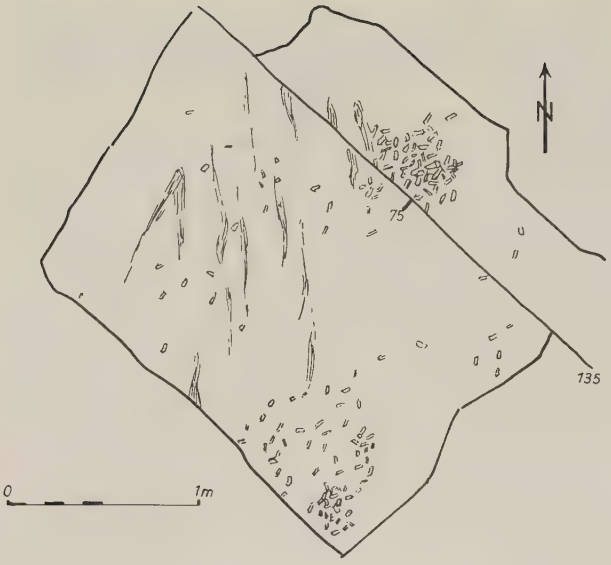


Abb. 13. Resorptionsreste von Gneisen im Tittlinger Granit, der von Saldenburger Granit imbibiert und durchtränkt wird (Kalifeldspateinsprenglinge). Stbr. Nr. 35 (Bl. Tittling). Aufsicht auf eine Bodenplatte.

Die magmatektonischen Daten sind für die Streckung im Mittel 45/saiger im N-Teil, im S wechselnd, so am Steinhügel 75/saiger, im Maseringer Bruch (Nr. 39) 90/saiger und weiter südlich bis 120/saiger. Doch sind die letztgenannten Werte in mischdioritischen Partien zweifelsohne als Anpassung an die Quarzglimmerdiorite entstanden.

b) Varietät mit resorbierten Gneisen (Stbr. Nr. 35)

Literatur: Frentzel (1911, S. 128 und 129) erwähnt einen aufgelassenen Bruch ca. 350 m S Englburg, dessen Granite er einmal zum Typus Hutthurm (S. 128), ein andermal zum Typus Eging (S. 129) rechnet.

Scholtz (1927, S. 159) berichtigt Frentzel, indem er das Vorkommen zum Tittlinger Granit stellt.

Vorkommen: Scholtz beschreibt dabei auch kurz eine Gangschliere porphyrischen Saldenburger Granits (s. Abb. 13), bemerkt aber nicht, daß dieser Tittlinger Granit S Englburg infolge von Diatexiteinschlüssen und Resorptionen sehr unruhig ist. Es wäre auch an eine Ausscheidung von Kalifeldspäten während der Resorptionen zu denken, aber die Feldbeobachtungen zeigten, daß die Infiltrationen bis zum Kontakt des Saldenburger Granits reichen und zunehmen. Das äußert sich darin, daß die Kalifeldspatschlieren Ganggestalt annehmen und schließlich mit scharfem Kontakt ins Massiv münden.

Im Stbr. Katzlinger (Nr. 35) wie auch an den Felsen im Walde 300 m SE Englburg kann man wunderschön sehen, wie das alte Migmatitgneisgefüge mit seinen amphibolitischen Schollen und aplitischen Bändern in situ von Tittlinger Granitmagma imbibiert und nach und nach durchtränkt wird (s. Abb. 14), so daß noch oft Faltenstrukturen erhalten sind. Man kann also nicht umhin, dem Tittlinger Granit einen intensiven lösenden Angriff auf die Gneise zuzubilligen, die sonst als Schollen in sämtlichen anderen Intrusivgesteinen des Gebietes sehr scharf begrenzt sind.

Habitus: Der Habitus ist der des Tittlinger Granits mit den typischen Merkmalen eines Mischgesteins, schwankender Korngrößen und Gefügedaten und schlieriger Helligkeitsunterschiede.

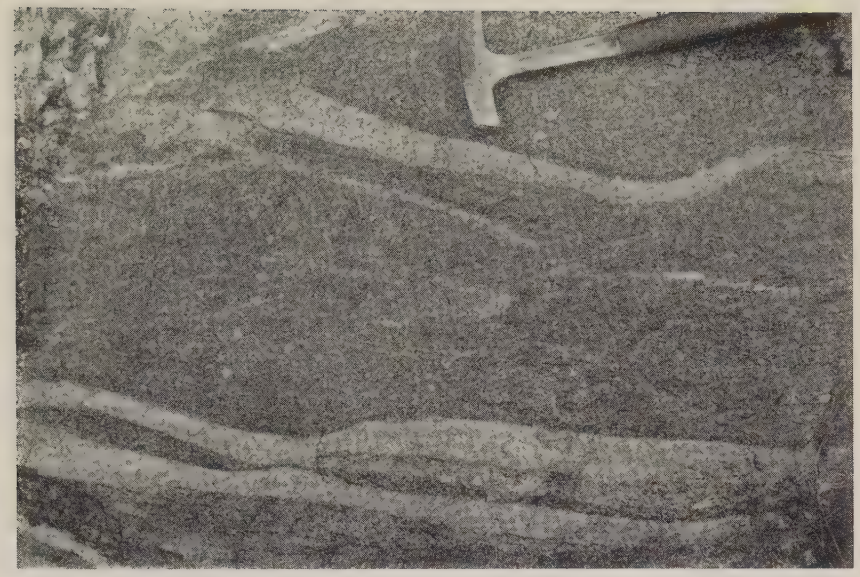


Abb. 14. Tittlinger Granit greift lagenweise anatektischen Gneis mit aplitischen Bändern an, die erhalten bleiben. Stbr. Nr. 35 (Bl. Tittling).

c) Varietät Tittlinger Mischdiorit oder Titanitfleckendiorit-Mischdiorit s. S. 41

Vorbemerkung:

1. Im Fürstensteiner Gebiet wurden von mir in Granitschliffen weder Cordierit (Pinit) noch Andalusit oder Sillimanit angetroffen. Ihr Fehlen ist im Vergleich zu anderen Gebieten des Moldanubikums bemerkenswert.

2. Partien des Tittlinger Granits kann man regelrecht als granodioritisch ansprechen. Da es keinerlei Gesetzmäßigkeiten ihrer Abgrenzung innerhalb der Steinbrüche gibt, sondern es sich wohl um schlierige und wolkige Anreicherungen basischerer Konstitution handelt, sehe ich davon ab, das Tittlinger Massiv zu untergliedern. Grob gesehen beschränken sich die basischeren, dunkleren Partien auf eine Zone südlich einer Linie Rothau—Tittling.

Es steht nichts im Wege, das Gestein der Modalanal. Nr. 71—77 „Tittlinger Granodiorit" und das der Modalanal. Nr. 78—84 „Tittlinger Granit" zu benennen. Als Oberbegriff halte ich jedoch „Tittlinger Granit" für angebracht.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	71	72	73	74	75	76	77
Schliffnr.	2056/1	2056/2	2056/3	Mittel	6838	6929	6863
Pl	47,5	49,2	44,5	47,0	42,8	47,7	46,6
Kf	12,1	10,8	10,6	11,2	13,9	12,6	18,8
Qu	27,0	29,2	33,4	29,9	28,7	23,5	25,0
Bi	10,8	9,2	9,6	9,9	13,0	14,7	8,9
Tit	0,8	0,4	0,4	0,5	0,5	0,2	0,2
Erz	0,7	0,3	0,6	0,5	0,3	0,2	0,1
Ap	0,6	0,5	0,6	0,6	0,4	0,6	0,3
Ep	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	—
Orthit, Zr und Xe	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1
Punkte	5733	3579	4187	13499	4644	2823	4086

Lfd. Nr.	78	79	80	81	82	83	84
Schliffnr.	6859/1	6859/2	6859/3	Mittel	9235	9239	6922
Pl	40,2	33,4	41,0	38,2	37,5	37,2	37,8
Kf	22,8	31,9	19,8	24,8	27,4	25,5	29,7
Qu	24,7	21,0	25,9	23,8	23,8	26,5	21,2
Bi	10,4	12,0	11,7	11,4	10,3	9,6	9,9
Tit	0,5	0,4	0,5	0,5	0,1	0,2	0,3
Erz	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2
Ap	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3
Ep	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4
Orthit, Zr und Xe	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	Sp	0,2
Punkte	4581	4822	4610	14013	3687	3574	3522

Schliffnr. 2056/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 41
Schliffnr. 6838: Stbr. Nr. 42
Schliffnr. 6929: 500 m W Tresdorf (Bl. Tittling): (R 46 00,70; H 54 00,52)
Schliffnr. 6863: 300 m N Rothau (Bl. Tittling): (R 46 00,22; H 54 01,38)
Schliffnr. 6859/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 45
Schliffnr. 9235: Stbr. Nr. 43, SE-Bruch
Schliffnr. 9239: Stbr. Nr. 40
Schliffnr. 6922: Holzbachtal 700 m NE Raming (Bl. Hutthurm): (R 45 99,60; H 53 96,52)

Die Schwankungsbreite der Hauptgemengteile liegt für Plagioklas zwischen 35 und 50 Vol %, für Kalifeldspat zwischen 10 und 30 Vol %, für Quarz zwischen 20 und 30 Vol % und für Biotit zwischen 9 und 12 (15) Vol %. Es lassen sich leicht basischere Varietäten in zwei Zonen feststellen, die etwa die NE-streichende Fortsetzung der Titanitfleckendiorit-Züge nachzeichnen. Die erste Zone verläuft am N-Hang des Steinhügels (P. 526 m, Bl. Tittling), die zweite südlich davon bei Gneisting.

Mineralbeschreibung

Plagioklas: Durchschnittliche Größe der sehr dicken Tafeln: 2—3 mm (max. 1 cm) lang; 1—1,5 mm (max. 5 mm) breit und 1 mm (max. 3 mm) dick.

An Zwillingen gibt es Albitlamellen in wechselnder Häufigkeit, Karlsbader Zwillinge hin und wieder und selten Periklinzwillinge.

Die hypidiomorphe Form der Plagioklase ist überall ausgeprägt. Hinzu tritt ein oft fein- und vielgliedriger Zonarbau, nicht selten oszillierend, für den aber keine einheitliche Regel aufgestellt werden kann. Sauere Andesinkerne der älteren Plagioklase sind typisch, außerdem sauere Ränder der Plagioklase von ca. An_{20} wie in den Quarzglimmerdioriten und Hornblende-Biotit-Fleckengesteinen. Da die Kerne im Verhältnis zur zonaren Hülle klein sind, dürfte der mittlere Anorthitgehalt An_{25} nicht übersteigen.

Berechnungen von Volumina der einzelnen Wachstumsschalen, die in erster Annäherung als Volumina von Kugelschalen aufgefaßt werden, ergeben einen mittleren Anorthitgehalt von $An_{22,7}$ (Mittel aus 12 Messungen).

Chemismus: 1) Kern An_{30}, 1. Zone An_{28}, Rand An_{21}
2) Kern An_{28}, Rand An_{21}
3) Kern An_{31}, Rand und Entkalkungen An_{21}
4) Kern An_{38}, 1. Zone An_{32}, 2. Zone An_{27}
5) Kern An_{24}, 1. Zone An_{22}, Rand An_{15}
6) Kern An_{24}, 1. Zone An_{29} (Rekurrenz), Rand An_{22}
7) Kern An_{24}, 1. Zone An_{30} (Rekurrenz), 2. Zone An_{24}, Rand An_{20}
8) Kern An_{32}, 1. Zone An_{26}, Randsaum An_{21} (Einschluß-Pl); Kern An_{26}, Rand An_{20} (Wirtskristall)
9) Kern An_{27}, Rand An_{21}
10) Kern An_{28}, 1. Zone An_{18}, Rand An_{21} (Rekurrenz)
11) Kern An_{30}, „Schachbrettalbitisierung“ An_{24}, Rand An_{22}
12) Kern An_{28}, 1. Zone An_{31} (Rekurrenz), Rand An_{23}, Saum An_{21}

Kalifeldspat: Wenn Orthoklas vorhanden ist, dann nur untergeordnet. Die holoblastischen Großkristalle (max. 1,5 cm lang) mit ihren vielen Einschlüssen an Plagioklas und auch Biotit sind stets Mikrokline. Oft sieht man bei ihnen schöne Verdrängungen von Plagioklas, deren rückläufig stets eine starke Myrmekitbildung folgt. Überhaupt zeigt der Tittlinger Granit die schönsten, großen Myrmekitgarben.

Biotit: tritt als Einschluß idiomorph bis hypidiomorph und im mittelkörnigen Grundgewebe entweder hypidiomorph oder zerlappt auf. Die Durchschnittsgröße beträgt 1 mm für den Durchmesser und 0,5 mm (max. 1 mm) für die Dicke der dicken Kristalle.

Pleochroismus: braunoliv—oliv (n_x); olivbraun (n_z).

Titanit: ist entweder xenomorph skelettartig in der Nähe der femischen Komponenten oder kompakt hypidiomorph in den salischen Komponenten kristallisiert und erreicht einen größten Durchmesser von 0,5—1 mm.

An Biotit kann man häufig randlich Leukoxen beobachten, besonders an den Austrittstellen der Spaltrisse. Daneben entsteht seltener Titanit sekundär aus Biotit.

Erz: liegt als Magnetit und Ilmenit vor. Wie der Titanit entzieht es dem Biotit Titan und verursacht so manchmal helle Höfe im Biotit.

Apatit: ist unauffällig ohne besondere Kennzeichen. Mittellange und mitteldicke idiomorphe oder hypidiomorphe Säulen treten in allen Gemengteilen, bevorzugt aber an Biotit auf. Ihre Länge mißt nicht über 0,5 mm, im Mittel 0,1—0,2 mm.

Epidot: ist ein typischer Bestandteil dieses Granites wie seiner Kontaktzonen. Pistazit und Klinozoisit lassen oft nicht erkennen, ob sie primären Ursprungs oder sekundär aus Biotit entstanden sind. Gern sind sie mit Orthit zusammen. Klinozoisit: $n_x/c = \pm 6$.

Orthit: zeichnet den Tittlinger Granit besonders aus. Die Kristalle werden 2 oder gar 3 mm lang und im Mittel 0,5 mm dick. Zonarbau ist ebenso verbreitet wie Verzwilligung nach (100). Die Mehrzahl der Orthite ist braun, einzelne sind isotropisiert. Ein Epidotmantel aus Pistazit oder Klinozoisit ist zumindest teilweise vorhanden.

Zirkon: Die Zirkone sind bis auf wenige vollidiomorph, bis 0,3 mm lang und in allen Mineralien zu finden.

Xenotim: dagegen beschränkt sich auf die etwas dunkleren, plagioklasreicheren Varietäten und tritt auch dort nur sporadisch auf. Er ist wie in den Mischdioriten ausschließlich an Biotit/Quarz-Korngrenzen idiomorph kristalli-

siert. Wegen seiner geringen Größe (größter Durchmesser nicht über 0,1 mm) übersieht man die kurzsäuligen Doppelpyramiden mit ausgebildeter (100)-Fläche leicht.

Ergebnis: Die Schwermineralgesellschaft des Tittlinger Granits ist noch ganz die gleiche wie in den Quarzglimmerdioriten. Claus (1936, Tab. 3, S. 44) hat aus Verwitterungsgrus des Tittlinger Granits die Schwermineralien isoliert und erhielt drei Mineralien: Zirkon (14%), Titanit (43%) und Epidot (42%). Leider ist der Fundpunkt (Stbr. Kitzenberg W Tittling) nicht mehr zu lokalisieren. Doch das Ergebnis stimmt etwa mit meinen Modalanalysen überein (Stbr. Nr. 41 W Tittling). Daß er Orthit und Xenotim nicht fand, hat folgende Gründe: Orthit ist schon braun und zersetzt sich bei der Verwitterung schnell (Claus 1936, S. 41); Xenotim dagegen dürfte wegen seiner Winzigkeit, seiner relativen Seltenheit und seiner morphologischen sowie optischen Verwandtschaft mit Zirkon nicht abgetrennt oder bestimmt worden sein.

Schmeer[5]) (1959, S. 99) bestimmte aus Proben, die als Tittlinger Granit bezeichnet sind, Monazit. Es handelt sich hier um einen Irrtum, da die betreffenden Gesteine von Rettenbach (Bl. Tittling) stammen, wo kein Tittlinger Granit mehr vorkommt. Die Proben dürften entweder Diatexitgneis oder Saldenburger Granit gewesen sein, die beide Monazit führen.

2. Der mittelkörnige Eberhardsreuther Granit (Stbr. Nr. 47, 48)

Literatur: Vieles ist schon im Kaptiel über den Tittlinger Granit gesagt worden.

Scholtz, der sich am ausführlichsten mit dem Eberhardsreuther Granit beschäftigte, hält ihn für eine Fortsetzung des Tittlinger Granits im Norden.

Vorkommen: Die Kartierung des Eberhardsreuther Granitmassivs ergab, daß das heutige Erosionsniveau das Dach eines flachen Granitgewölbes anschneidet. An den Hängen der tief einschneidenden Täler greift nämlich der Granit flach unter die Gneisdecke. Auf dem Kartenbild erscheint dies als ein Vorspringen der Granitgrenze gegenüber dem Gneis längs den Talläufen.

In Kontaktnähe tritt die Schlierigkeit des Granits hervor. Sie ist in einer großen neu angelegten Sandgrube 1 km N Nendlnach (R 46 01,44; H 54 10,10) gut zu sehen. Die Biotitanreicherungen der Schlieren gehen auf Assimilation von Gneisen zurück. Scholtz beschreibt diese Erscheinung als „Schollen eines porphyrischen etwas basischen Gesteins, das vom mittelkörnigen Granit teilweise schlierig durchzogen wird" (S. 152). Die Auffassung von Scholtz (S. 175) jedoch, daß die basischen Vorläufer des Eberhardsreuther Granits zerbrochen und zu Schollen aufgelöst worden seien, muß entschieden bestritten werden. Es handelt sich bei den wenigen biotitgranitischen Schollen vielmehr um alte Ganggranite. An keiner Stelle konnten außer Diatexit-, Migmatit- und paraamphibolitischen Schollen basische, etwa dioritische oder granodioritische Schollen im Eberhardsreuther Granit gefunden werden.

Als einzige Altersbeziehung gegenüber anderen Intrusiva ist sein höheres Alter gegenüber dem Saldenburger Massiv erweisbar, wie das Apophysen von Saldenburger Granit in Eberhardsreuther Granit auf dem Gipfel des Bauernberges (P. 551 m) S Eberhardsreuth klar zeigen (s. a. Scholtz 1927, S. 155).

Zwei große Brüche geben Einblick in das Gefüge des Granits, der ältere Herrnholzbruch (Nr. 48) und der jüngere Bauernbergbruch (Nr. 47), den Scholtz granittektonisch aufnahm (1927, Fig. 114). Er ist heute doppelt so weit nach SE vorgetrieben.

Habitus: Wie schon Scholtz (1927, S. 151 und S. 158) betont, besitzt der Eberhardsreuther Granit z. T. ein grobes Korn, vor allem im N. Im Herrnholzbruch, wo gröbere mit feineren Partien wechseln, umfaßt die gröbere Abart die feinere und gibt damit ihr geringeres

---

[5]) In Bader, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern Blatt Nr. 6640 Neunburg vom Wald. München 1959.

Alter zu erkennen. In den grobkörnigen Partien erreichen die dicktafeligen, kurzen Mikrokline einen Durchmesser von 5 mm. Dazu kommt der hohe Quarzreichtum des Granits.

Die EW-verlaufende Streckung begleitet eine gleichgerichtete, feine Rissigkeit (s. a. Scholtz), die sehr charakteristisch im verwitterten Gestein auftritt. Vom Tittlinger Granit unterscheidet ihn neben den magmatektonischen Eigenheiten in erster Linie der hellere Habitus.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	85	86	87	88	89	90
Schliffnr.	2055/1	2055/2	2055/3	Mittel	6901	6907
Pl	40,4	44,4	44,3	43,0	42,2	39,8
Kf	17,3	23,8	19,3	20,1	20,7	22,2
Qu	33,5	21,9	27,6	27,7	27,9	25,7
Bi	8,2	9,1	8,1	8,5	8,5	11,6
Erz	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Ap	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4
Zr, Xe und Mz	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	Sp
Punkte	4785	3888	3355	12028	4760	3862

Schliffnr. 2055/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 47
Schliffnr. 6901: Stbr. Nr. 48
Schliffnr. 6907: Felsen im Haibachtal 1 km SE Haibach (Bl. Grafenau): (R 45 99,50; H 54 09,10)

Mineralbeschreibung

Plagioklas: Die größeren Kristalle mit den älteren Kernen sind durchschnittlich 2—3 mm (max. 5 mm) lang, 1—2 mm breit und 0,5—1 mm dick.

Sie sind größtenteils polysynthetisch eng nach dem Albitgesetz verzwillingt; Karlsbader und Periklinzwillinge sind selten. Der Zonarbau ist mehrschalig, in einigen Fällen oszillierend und vielgliedrig. Rekurrenzen treten da und dort auf.

Chemismus:
1) Kern An_{29}, 1. Zone An_{22}, Rand An_{16}
2) Kern An_{37} (klein), 1. Zone An_{28}, 2. Zone An_{30} (Rekurrenz), 3. Zone An_{28}, Rand An_{20}
3) Kern An_{20}, 1. Zone An_{26} (Rekurrenz), 2. Zone An_{21}, Rand An_{19}
4) Kern An_{30}, Entkalkungen und Rand An_{26}
5) Kern An_{26}, Entkalkungen und Rand An_{23}
6) Kern An_{37}, 1. Zone An_{27}, 2. Zone An_{21}, Rand An_{17}
7) Kern An_{27}, Rand An_{18}
8) Kern An_{23}, Rand An_{21}, Saum An_{18}
9) Kern An_{26}, Rand An_{23}
10) Kern An_{33}, 1. Zone An_{26}, Saum An_{18}

Die Andesinkerne sind selten und klein. Die Hauptmasse des Plagioklases dürfte einen Anorthitgehalt von 25% nicht übersteigen. Hierin ähnelt der Eberhardsreuther Granit dem Tittlinger Granit. Der analog wie im Tittlinger Granit berechnete Anorthitgehalt, der in erster Annäherung auf der Grundlage der Volumina von Kugelschalen ermittelt wurde, beträgt $An_{21{,}4}$ (Mittel aus 10 Messungen).

Kalifeldspat: bildet oft Großkristalle, die eine große Zahl von Einschlüssen an Biotit und vor allem an Plagioklas aufweisen. Hypidiomorphe Tafeln treten zurück. Nach Schätzung überwiegt Mikroklin sehr über Orthoklas.

Die Myrmekite sind weniger häufig und mit dünneren Quarzschläuchen versehen als im Tittlinger Granit.

Quarz: erreicht Größen von 5 mm (im Mittel 2—3 mm) Durchmesser. Die Hauptmenge tritt kompakt auf. Siebstrukturen wurden nicht gesehen, obwohl Quarz stellenweise Plagioklas und Biotit korrodiert.

Biotit: ist dickblättrig, im Mittel ca. 0,5 mm breit und max. ebenso dick. Er ist meistens angefressen. Sein Pleochroismus von braun bis leuchtend braun (n_x) nach rotbraun bis kastanienbraun (n_z) spricht für Titanoxydreichtum. Das zeigt sich besonders in leicht angewitterten Proben, wo aus baueritisiertem Biotit reichlich Titanit entstanden ist.

Apatit: ist vorwiegend dünnsäulig, doch finden sich immer wieder auch dicke Säulen bis zu einer Länge von 0,5 mm und einer Dicke von 0,2 mm. Bisweilen sind die Apatite im Kern getrübt.

Zirkon: hat idiomorphen Habitus und ist nur verstreut zu beobachten.

Xenotim: scheint zumindest in manchen Schliffen reichlicher als Zirkon zu sein. Er ist meist überaus winzig. Neben Rautenschnitten kommt er bipyramidal kurzprismatisch bis zu 0,1 mm (mitunter 0,2 mm) Länge vor. Es fällt wiederum auf, daß er fast immer an Biotit/Quarz-Korngrenzen angesiedelt ist und selten als Einschluß in Biotit.

Monazit: ist ebenfalls mehr oder minder idiomorph und in der Nachbarschaft von Biotit zu finden. Zirkon, Xenotim und Monazit dürften sich mengenmäßig die Waage halten.

Ergebnis: Die früher angenommene Identität des Eberhardsreuther Granites mit dem Tittlinger Granit konnte widerlegt werden. Trotz mancher Verwandtschaft der beiden Stöcke (Plagioklas-Chemismus, Gefüge, Kalifeldspat-Ausbildung), die für Differentiationsprodukte eines Stammagmas sprechen, sind die Verschiedenheiten (Färbung der Biotite, primärer Orthit-Titanit-Gehalt des Tittlinger Granits gegenüber Monazitführung des Eberhardsreuther Granits) so groß, daß zwei eigengesetzliche Massive vorliegen. Die Schwermineralgesellschaft des Tittlinger Granits weist ihn mehr den granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengraniten zu (vgl. Claus 1936, S. 48), die des Eberhardsreuther Granits betont eine Verwandtschaft mit dem Saldenburger Massiv. Besonders aus diesem Grund halte ich den Tittlinger Granit für älter.

3. Die Zweiglimmergranite

a) Die Zweiglimmergranite im allgemeinen, feinkörnig und mittelkörnig (Stbr. Nr. 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 15, 29, 36, 38, 42)

Literatur: Vor der granittektonischen Bearbeitung von Scholtz (1927) wurden diese Granite als ein Teil des Passauer Waldgranits angesehen, der in einzelne Typen geschieden war, von denen aber keiner auf die ungleichmäßige Gruppe der Zweiglimmergranite paßt. Am ehesten tut das noch die Beschreibung von Frentzels „Typus Hutthurm" (1911, S. 128), den der Autor als „Randfazies des Passauer Waldgranits" ansieht, in „den er durch Abnahme und endlich vollkommenen Verlust des Muscovits und entsprechender Zunahme des Biotits übergeht". Er behält damit C. W. v. Gümbels Auffassung bei, die Zweiglimmergranite seien ein Teil des Passauer Waldgranites. Gümbel (1868, S. 311) erwähnt sein Vorkommen bei „Neusässing" (Bl. Vilshofen).

Drescher (1925, S. 6) dehnt die Verbreitung der „Granite vom Hutthurmtyp" über Gebühr aus und vermengt sie mit der des Tittlinger Granits. Sein Indiz abweichender Tektonik genügt

jedoch nicht, einen Granit abzugrenzen. Scholtz (1927, S. 153) schränkt Dreschers Klassifikation wieder ein. Seine Bezeichnung rein beschreibender Natur lautet: „die mittel- bis feinkörnigen Granite im Süden und Südosten des porphyrischen Granits". Hier wird auf den alten Beinamen Frentzels, „Zweiglimmergranit", zurückgegriffen, da gerade das Vorhandensein beider Glimmer kennzeichnend ist.

Scholtz weist auch schon auf die oft schwierige Trennung der Zweiglimmergranite vom Tittlinger Granit einerseits (S. 153), vom porphyrischen Granit andererseits (S. 154) hin. Während die Trennung vom Tittlinger Granit eine Aufschlußfrage ist, ist die vom porphyrischen Granit geologischer Natur. Sowohl die Mineralzusammensetzung als auch das Korngefüge vor allem der mittelkörnigen Zweiglimmergranite ist denen des Saldenburger Granits sehr verwandt. Außerdem zeigen Aufschlüsse an der Bahnlinie Nammering—Fürstenstein den Verband beider Granite als einen fließenden Übergang von mehreren Metern, indem sich im Zweiglimmergranit gegen den Saldenburger Granit zunehmend Kalifeldspatgroßkristalle einstellen (S. 154). Gleichzeitig überlappt sich dort eine NE- und eine SE-Magmatektonik, die Scholtz (S. 159) und Drescher (1925, tektonische Übersichtskarte) nur andeuten. Sie drückt sich im Parallelgefüge klar aus.

Das alles spricht dafür, daß die ältere SE-Richtung durch jüngere Schmelzen überprägt wurde. Inwieweit es sich bei den jüngeren Magmen um Saldenburger porphyrischen Granit handelt, ist im einzelnen mehr eine Frage der Übereinkunft. Es sieht nämlich ganz so aus, als wäre die Förderung und Platznahme ein kaum unterbrochener Vorgang. Als Übergangsgestein wurde eine mittelkörnige Varietät ausgeschieden, die etwa die Naht zwischen porphyrischem Granit mit NE-Richtung und Zweiglimmergranit mit SE-Richtung nachzeichnet, selbst aber NE-Prägung erfahren hat. Das südlichste Vorkommen in zwei Steinbrüchen S Möging (Bl. Hutthurm) erwähnte Frentzel (1911, S. 128), das nördlichste Scholtz (1927, S. 173) als einen 2 m mächtigen Zweiglimmergranitgang in Tittlinger Mischdiorit (Stbr. Nr. 38).

Vorkommen: Die Zweiglimmergranite bauen das Gebiet zwischen Saldenburger Massiv und Gneisrahmen im S auf, ein Gebiet von rund 20 km². Da sie wegen ihres hohen Verwitterungsgrades — sie bilden eine pleistozän zerschnittene pliozäne Rumpftreppe — technisch kaum verwendbar sind, haben sie keine eigenen Steinbrüche; desto häufiger treten sie als Gänge oder Nebengestein in Steinbrüchen anderer Intrusiva zutage.

Von den genannten Steinbrüchen sind in den Stbr. Nr. 6, 11, 12 und 38 Zweiglimmergranite nur gangförmig erschlossen. Die Kontakte gegen andere Intrusiva sind, den Saldenburger Granit ausgenommen, alle scharf. Am Kontakt gegenüber Tittlinger Granit trifft man da und dort auf unregelmäßige, biotitreiche Schlieren, die innermagmatisch sind oder aus dem Tittlinger Granit stammen. Für die letzte Auffassung sprechen einige mikroskopische Beobachtungen (im Stbr. Nr. 42 sind die Biotite des Zweiglimmergranites 135/80 NE gestreckt). Hervorzuheben wäre noch der große Schollenreichtum an Gneisen, Quarzglimmerdioriten und alten feinkörnigen Ganggraniten, von dem die Karte nur Andeutungen geben kann.

Habitus: Die Gruppe der Zweiglimmergranite ist in Körnigkeit, in Streckung der Körner und in Mineralzusammensetzung alles andere als einheitlich. Verbindende Merkmale sind die Führung von Biotit und Muskovit und die helle Farbe des Gesteins, die nur durch die tiefschwarzen Biotitblätter unterbrochen wird. Obgleich Muskovit großenteils sekundär ist, ist sein Auftreten in diesem Gestein im Vergleich zu den anderen bemerkenswert und bezeichnend. Kalifeldspat waltet vor oder ist mit Plagioklas und Quarz etwa zu gleichen Teilen im Granit enthalten. Wie es Scholtz (1927, S. 153) aufgefallen ist, finden sich, bevorzugt im S in der Umgebung von Nußbaum (Bl. Vilshofen) Schörlkristalle im Granit und in kleinen Pegmatittrümchen. Die ursprüngliche Paralleltextur verläuft in SE-Richtung und steht sehr steil.

b) Mylonitisierte Zweiglimmergranite

Vorkommen und Habitus: Auf Bl. Hutthurm und Bl. Tittling begleiten unterschiedlich stark geschieferte mittelkörnige Zweiglimmergranite beiderseits die postgranitischen, NS-gerichteten, mylonitischen Störungszonen. Die Schieferung weicht vom regionalen Bau der Granite ab und legt sich der Störungsrichtung steil an, was ihre Genese unzweideutig erhellt. Ein kleiner Steinbruch am E-Ortsausgang des Weilers Pilling (Bl. Hutthurm: R 46 01,10; H 53 94,70) ist der beste Aufschluß. Kleine Pfahlquarzgängchen durchsetzen den Granit und verästeln sich fein bis in die Schieferungsbahnen hinein.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	91	92	93	94
Schliffnr.	2084	6833	6898	6858
Pl	32,6	32,3	31,2	26,5
Kf	29,5	30,2	28,6	30,8
Qu	28,6	28,2	29,7	32,5
Bi	7,0	6,2	5,5	5,6
Mu	1,5	2,5	4,5	4,0
Tit	—	—	Sp	—
Erz	0,3	0,2	0,2	0,1
Ap	0,4	0,4	0,3	0,5
Ep	—	—	Sp	—
Zr + Sillimanit	0,1	Sp	Sp	Sp
Punkte	4516	3546	4379	4710

Schliffnr. 2084: Stbr. Nr. 10
Schliffnr. 6833: Stbr. Nr. 36
Schliffnr. 6898: Stbr. Nr. 42
Schliffnr. 6858: alter Stbr. („Bauernbruch") 250 m N P. 507 m S Hühnerbach (Bl. Schöllnach): (R 45 97,97; H 53 96,90)

Mineralbeschreibung

Plagioklas: Die mittlere Größe der hypidiomorphen Täfelchen beträgt in den feinkörnigen Varietäten: 1 mm lang, bis 0,8 mm breit, bis 0,5 mm dick; in den mittelkörnigen Varietäten: max. 2 mm lang und 1 mm breit und bis 0,8 mm dick. Beidesmal repräsentieren sie also einen vorherrschend gedrungenen Typ.

Die Verbreitung an Zwillingen außer Albitzwillingslamellierung schwankt sehr. Der Zonarbau ist im allgemeinen zweischalig. Nur einzelne Vorkommen zeigen einen differenzierteren Bau der Plagioklase.

Chemismus:
1) Kern An_{16}, 1. Zone (groß) An_{12}, Rand An_{10}
2) Kern An_{12}, Rand An_{7}
3) Kern An_{14}, Rand An_{12}
4) Kern An_{19}, Rand An_{13}
5) Kern An_{15}, Rand An_{8}
6) Kern An_{12}, Rand An_{10}
7) Kern An_{13}, Rand An_{10}
8) Kern An_{17}, Rand An_{14}

Kalifeldspat: Sowohl Mikroklin als auch in geringerem Maße Orthoklas sind in normaler granitischer Ausbildung zu finden. Sie verdrängen teils Plagioklas und werden teils wieder von Myrmekit verdrängt. Oft sind es schmale, hypidiomorphe Leisten, meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und 1 mm (max. 1,5 mm) lang und 0,2—0,3 mm (max. 0,5 mm) breit.

Biotit: kommt in jeder Form vor, hypidiomorph, dicktafelig, dünnblättrig, zernagt und zerlappt.

Pleochroismus: tabakbraun (n_x); rotbraun oder dunkel rotbraun (n_z).

Muskovit: ist großenteils sekundär aus Biotit hervorgegangen. Er ist fast nie hypidiomorph, sondern bildet Strähnen, Lappen und Fetzen. Gern ist er scheinbar von anderen Gemengteilen durchspießt und durchlöchert.

Titanit: tritt primär nur spurenhaft dort auf, wo angenommen werden kann, daß er durch Resorption titanhaltiger Gesteine am Kontakt übernommen worden ist.

Erz: ist überall vor allen Dingen Magnetit. Andere Erze sind nur sporadisch.

Apatit: ist vor allem in der Hinsicht bemerkenswert, daß er in Gesteinen mit geringem Zirkongehalt mit radioaktivem Hof auftritt. Er ist stets gleichmäßig verteilt, manchmal zerbrochen und in kurzen, breiten Kristallen besonders an die Biotit-Korngrenzen gebunden, während er in Mikroklin als lange, dünne Nadeln kristallisiert ist.

Epidot: Für ihn gilt das über den Titanit Gesagte.

Zirkon: erscheint idiomorph in gewohntem Habitus oder zuweilen auch gerundet.

Xenotim: ist an einigen Stellen angereichert. Es tritt dann der Zirkon zurück. Der Habitus ist kurzsäulig (bis 0,2 mm lang) mit gut ausgeprägter Spaltbarkeit. Seine späte Kristallisation in der Schmelze ist offenkundig. Wohl liebt er die Nähe des Biotits, aber immer nur in Zusammenhang mit Quarz, zumal dort, wo Quarz Biotit korrodiert. Höchst selten ist Xenotim ganz von Biotit umschlossen; und selbst in diesem Falle könnte ein Schnitteffekt vorliegen. Ganz losgelöst von Biotit sind nur ganz winzige Xenotimkriställchen.

Monazit: ist wie Zirkon und Xenotim kein überall verbreitetes Mineral. Er ist ausschließlich idiomorph (bis 0,2 mm lang) in oder an Biotit zu finden. Es konnte einwandfrei festgestellt werden, wie er in Biotit von Xenotim, der schlauchförmig in ihn eingreift, verdrängt wird. Der Xenotim stand dabei mittels eines Quarzschlauches vom Rand des Biotits her in Zusammenhang mit Quarz.

Sillimanit: fällt als verstreutes Entmischungsprodukt oder primäres Indikatormineral eines Tonerdeüberschusses mengenmäßig nicht ins Gewicht.

Ergebnis: Die Verbreitung von Zirkon, Xenotim und Monazit zeigen an, wie heterogen der Komplex der Zweiglimmergranite ist. Die drei Mineralien vertreten sich einander, wobei auch der Apatit Spuren radioaktiver Elemente aufnimmt. Allem Anschein nach ist der Xenotim das jüngste Mineral von ihnen oder kristallisierte zumindest am längsten. Nach dem Schliffbefund halte ich seine Kristallisationszeit etwa für die gleiche wie die des Apatits.

c) Mittelkörnige Hybridgranite im allgemeinen (Stbr. Nr. 9, 19)

Vorkommen: Durch die erst vor und nach dem zweiten Kriege angelegten Stbr. Waldesruh (Nr. 9) und Geißbergbruch (Nr. 19) wurde ein Granit erschlossen, der den Zweiglimmergraniten einerseits, dem Saldenburger Granit andererseits ähnlich sieht, sich aber gegenüber beiden durch seinen Resorptionsrest in Form von Biotitputzen und Plagioklasreichtum auszeichnet. Diese Granite seien allgemein Hybridgranite genannt, gleichgültig ob Gneise oder Quarzglimmerdiorite verdaut wurden. Das wird auch kaum mehr feststellbar sein. Die Hybridgranite werden in zwei Varietäten getrennt, von denen die zweite unmißverständlich von der Randfazies des Saldenburger Granits herrührt und in dessen Kapitel behandelt wird.

Äußere Ähnlichkeiten mit dem Hauzenberger Granit I (ehemaliger „Dachgranit" des Hauzenberger Granitmassivs nach Cloos 1927) erwiesen sich nach den Untersuchungen dieses Typs von Dollinger (1961) als auf den äußeren Habitus beschränkt, da der Hauzenberger

Abb. 15. Schlierige Verkrümmung einer aufgeweichten Dioritscholle in mittelkörnigem Hybridgranit. Inwieweit „Faltung“ und Boudinage dabei beteiligt sind, ist schwer zu sagen. Der Lösungsangriff an der Unterseite ist stärker, während die Oberseite keinen schlierigen Kontakt zeigt. Stbr. Nr. 9 (Bl. Vilshofen).

Granit I weniger Plagioklas führt und ca. 5 Vol% Muskovit enthält. Einen Vergleich beider Typen stellte bereits Scholtz (1927, S. 145 f.) im Hinblick auf ihr Gefüge an.

Im Stbr. Waldesruh (Nr. 9) bei Nammering ist der Hybridgranit in einer über 100 m langen Steinbruchswand zu sehen. Wechselnd häufig treten die Biotitanhäufungen und -putzen auf, die jedoch nie schlierig anzutreffen sind. Größere Quarzglimmerdiorit-Schollen aber besitzen oftmals einen „Schweif“ (s. Abb. 15) und Andeutungen von Boudinagen; in diesem Falle liegt eine biotitangereicherte Resorptionshülle vor, die besonders schön über der Scholle ausgebildet ist, ein Hinweis mehr für die Absaigerung der schwereren Dioritschollen im Granitmagma. Die Dioritschollen selbst, analog im Geißbergbruch (Nr. 19), sind hornfelsartig verändert, noch feiner körnig und etwas heller als die ursprünglichen Quarzglimmerdiorite.

Ihre Minerale dürften also weitgehend rekristallisiert sein. In einer versuchsweise tiefer ausgebaggerten Sohle des Stbr. Waldesruh stößt man auf einen grobkörnigen Granit ohne porphyrische Struktur, aber ohne weiteres als Randfazies des Saldenburger Massivs erkennbar. Die Kontaktfläche stellt einen Übergang von ca. 2 m dar und streicht annähernd 135/45 SW. In frischem Zustand kann nur ein geübtes Auge beide Granite unterscheiden. Die Randfazies ist völlig einschlußfrei. Aufgrund dieser Beobachtungen wurden die Hybridgranite voneinander gesondert. Im Geißbergbruch durchschlägt ein 2,5 m breiter Hornblendenadel-Dioritporphyrit (155/80 W) das Gestein.

Hybridgranite außerhalb der Umgebung beider Steinbrüche finden sich nestartig zwischen Eging und Priefing und an der Bahnlinie Nammering—Fürstenstein bei Bahnkilometer 39.

Habitus: Der Hybridgranit ist mittelkörnig mit geringen Schwankungen. Die Biotitputzen wechseln zwischen Erbsen- und Faustgröße. Größere Xenolithen haben dioritischen Habitus mit gleichmäßigem Erstarrungsgefüge. Das tief verwitterte Gestein neigt zu schaliger Absonderung, ohne richtige „Wollsäcke“ zu bilden. Dem tragen die Steinbrucharbeiter Rechnung, indem sie nach Abbaggern des Gruses die freiwerdenden Blöcke sprengungslos abheben. Das verwitterte Gestein fällt durch seine gelbe Färbung auf, die von Limonithäutchen hervorgerufen wird, welche die Quarzkörner einhüllen.

Vorbemerkung: Hier im mikroskopischen Teil werden auch die Mischgranite mitbehandelt, die in der makroskopischen Beschreibung insoweit abgetrennt sind, als sie einwandfrei aus dioritischen Gesteinen und Saldenburger Granit hervorgegangen sind (Stbr. Nr. 21, 24, 25).

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	95	96	97	98	99	100	101	102
Schliffnr.	2059/1	2059/2	2059/3	Mittel	6881	9241	9261	9283
Pl	36,6	33,9	34,8	35,1	38,6	34,6	36,3	42,3
Kf	212	24,2	24,8	23,4	22,3	27,3	23,5	23,6
Qu	31,5	31,2	28,4	30,5	27,8	27,3	30,3	24,3
Bi	8,9	9,3	10,8	9,7	10,5	9,5	9,0	8,8
Erz	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3
Ap	0,9	0,7	0,7	0,8	0,3	0,8	0,5	0,6
Zr, Xe + Mz	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Punkte	3786	4259	4655	12700	4346	4398	3705	3819

Schliffnr. 2059/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 9
Schliffnr. 6881 Priefing (Bl. Schöllnach): R 45 92,00; H 53 99,15)
Schliffnr. 9241: Stbr. Nr. 24
Schliffnr. 9261 und 9283: Stbr. Nr. 25, N-Bruch

Mineralbeschreibung

Plagioklas: durchschnittliche Größe der Tafeln: 2 mm lang; 0,5 bis 1 mm breit und dick. Den Mischungscharakter des Gesteins drücken in erster Linie die Plagioklase aus. Reliktische Andesinkerne liegen neben saueren Oligoklasen, deren mittlerer An-Gehalt schätzungsweise bei 18% liegt. Die großen Intervalle des Chemismus beruhen auf dem Ausgangsmaterial, das, ob Gneis oder Diorit, basischere Plagioklase besaß. Neben altem Zonarbau formen besonders schachbrettartige sowie umfassende Entkalkungserscheinungen, buchtige Korrosion an den Rändern und durchlöchernde Quarze das Bild der Plagioklase. Mikroklin verdrängt orientiert Plagioklas heftig, wobei Quarz gute Hilfe leistet.

Chemismus:
1) Kern An_{27}, 1. Zone An_{21}, Rand An_{17}
2) Kern An_{24}, 1. Zone An_{19}, Rand An_{15}
3) Kern An_{20}, Rand An_{17}, Saum An_{15}
4) Kern An_{19}, 1. Zone und Rand An_{16}, Saum An_{15}
5) Kern An_{25}, Rand An_{18}
6) Kern An_{22-20}, Rand An_{14}
7) Kern An_{21}, Rand An_{12}
8) Kern An_{37}, 1. Zone An_{24}, Rand An_{20}
9) Kern An_{20}, Rand An_{17}
10) Kern An_{17}, 1. Zone An_{12}, Rand An_{10}

Kalifeldspat: Der vorwaltende gegitterte Mikroklin drängt vielleicht vorhandene Orthoklase fast völlig zurück. Die Kontaktfeldspäte vom Saldenburger Granit her sind Mikrokline, von denen die größeren ausnahmslos nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Es fällt auf, daß diese verhältnismäßig wenig Einschlüsse haben. Das kann nicht allein mit einer Aufzehrung der Plagioklase erklärt werden, da die Modalanalysen einen recht hohen Prozentsatz Plagioklas angeben.

Biotit: wechselt in Größe und Gestalt innerhalb der Grenzen normaler granitischer Ausbildung. Häufig zeigt er Korrosionsbuchten mit Mikroklin oder Quarz. Pleochroismus; braun (n_x); dunkelbraun (n_z), oft mit Rotstich. Die Farbe

der Biotite spricht für Rekristallisation. Gegenüber den Biotiten der Quarzglimmerdiorite und Hornblende-Biotit-Fleckendiorite ist sie nämlich von Olivgrün nach Braun umgeschlagen. Damit hat der neugebildete Biotit Titan aufgenommen.

Erz: Magnetit und Ilmenit. Ilmenit entstand reichlich aus Titanit bei der Rekristallisation und Biotitisierung der Hornblende-Biotit-Flecken. Gut zu beobachten sind diese Erscheinungen in den nördlichen Vorkommen von Mischgranit zwischen Hornblende-Biotit-Fleckengranit und Saldenburger Granit (Stbr. Nr. 25). Bei der Umbildung der Flecken verteilte sich also das Titan des Titanits auf Biotit und Ilmenit, während Hornblende biotitisierte.

Apatit: Der Apatit, der ebenfalls in den Hornblende-Biotit-Flecken angereichert war, blieb weiterhin in Berührung mit Biotit, ohne daß eine Rekristallisation nachgewiesen werden kann. Sein Habitus ist der normale.

Zirkon: ist granitisch kristallisiert bis zu einer Länge von 0,3 mm.

Xenotim: ist, wenn auch selten, so doch immer eindeutig zu identifizieren. Wie in den anderen Typen der Intrusionsfolge überschreitet er einen Durchmesser von 0,2 mm nicht und lehnt sich an Biotit an.

Monazit: fehlt ebenfalls nie völlig. Seine Zufuhr aus dem Saldenburger Granit ist in den nördlichen Vorkommen erwiesen, da er randlich an Biotit der Biotit-Anhäufungen der ehemaligen Hornblende-Biotit-Flecken sitzt, obgleich die dioritischen Gesteine niemals Monazit führten.

Ergebnis: Nach allen Beobachtungen neige ich zu der Ansicht, daß die Hybridgranite im S bei Nammering vor allen Dingen Gneise resorbiert haben, die im N am Rand des Saldenburger Massivs dagegen offensichtlich nur dioritisches Material (vgl. Karte). Beides deckt sich mit dem makroskopischen Befund.

Die Kontaktkalifeldspäte des Saldenburger und des Tittlinger Granits sind in ihrem Habitus verschieden. Den „holoblastischen" spätkristallinen Mikroklinen des Tittlinger Granits und vor allem des Tittlinger Mischdiorits stehen die fast einschlußfreien Mikrokline des Saldenburger Granits und seines Mischgranits gegenüber (vgl. auch Kapitel „Quarzglimmerdiorite mit Kalifeldspatgroßkristallen").

d) Zweiglimmergranit mit Kalifeldspatgroßkristallen

Literatur: Scholtz (1927, S. 154) erwähnt in einem Satze porphyrischen Granit vom Wald zwischen Höhe 521 (jetzt P. 526 m, Bl. Hutthurm) und Neusassing (jetzt Neusessing, Bl. Vilshofen).

Vorkommen: Dieser Bergrücken gibt magmatektonisch und morphologisch die Mittellinie der Zweiglimmergranit-Intrusion wieder. Da die Zweiglimmergranite dort Kalifeldspatgroßkristalle in wechselnder Häufigkeit führen und da das Gebiet an der Oberfläche in keinem geologischen Zusammenhang mit dem Saldenburger Massiv steht, muß an Kaliumzufuhr aus der Tiefe noch vor der endgültigen Erstarrung und Festlegung der Fluidaltextur gedacht werden. Aus naheliegenden Gründen kommt als Lieferant nur das Saldenburger Granitmagma in Frage. Es handelt sich meiner Meinung nach bei diesen Großkristallen dennoch nicht um Blasten in einem festen Granit, sondern um spätgebildete Großkristalle (keine Einsprenglinge) in einem viskosen Granitbrei.

Steinbrüche sowie gute Aufschlüsse fehlen. So ist man auf stark verwitterte Blöcke angewiesen. Ein Zweigvorkommen fand ich noch im Bachbett 1 km SSE Neusessing an der Blattgrenze (Bl. Vilshofen/Bl. Hutthurm; R 45 98,05; H 53 94,88).

Habitus: Der Zweiglimmergranit führt Kalifeldspatgroßkristalle, für deren späte Genese insbesonders die Unregelmäßigkeit ihrer Größe und ihrer Verteilung sprechen, die ausgesprochen nesterartig verdichtet sein kann. Es gibt Partien, die mancher Randfazies des Saldenburger Granits täuschend ähnlich sehen. Eine Kalifeldspatregelung konnte nur bei P. 526 m gemessen werden. Sie deckt sich mit den Werten des Zweiglimmergranits.

4. Der Saldenburger Granit

a) Das Massiv (Stbr. Nr. 14, 23, 44, 49)

Literatur: Schon C. W. v. Gümbel (1868, S. 639) kannte die Grenzen des markanten Massivs. Den grobporphyrischen Granit nannte er „Kristallgranit" und bezog ihn auf das Flossenbürger Massiv in der Oberpfalz. Nach Gümbel trifft die NW-Grenze auf Gneis, die SE-Grenze auf Passauer Waldgranit des Ilzgebirges. Seine orographische Darstellung (S. 639) ist anschaulich.

Frentzel (1911, S. 129—131) beschreibt den Granit makroskopisch und mikroskopisch und kommt dabei zu der Auffassung, einen reinen „Alkali-Granit" vor sich zu haben, den er von den Alkali-Kalk-Graniten trennt, eine überholte allzu schematische Einteilung. Auf seine Randfazies an der S-Umgrenzung geht er nicht ein.

Drescher (1925, S. 10—13) widmet dem „Kristallgranit" des Saldenburger Massivs oben als Rahmengestein der meisten Quarzglimmerdiorit-Schollen eine Darstellung, die in erster Linie seine südliche Randzone berücksichtigt und dazu die Gesteinsbeschreibung Frentzels wiederholt. Doch ist gerade dieser Teil, auf zu wenig Beobachtungen fußend, unzureichend, weil die gleiche Magmatektonik zweier Intrusiva, in diesem Falle des Tittlinger und des Saldenburger Granits, nicht ausreicht, sie altersmäßig aufeinander abzustimmen.

Scholtz (1927, S. 155—157 und S. 174, Fig. 122) schildern nochmals im Zusammenhang Bau und Morphologie.

Kontaktaufschlüsse sind an verschiedenen Stellen gefunden worden. Wichtig für die geologische Klärung sind folgende:

1. Stbr. Kerber am Höhenberg (Nr. 44): Kontakt Tittlinger Granit/Saldenburger Granit, s. Drescher 1925, S. 11; Scholtz 1927, S. 156 und Fig. 107.
2. Hohlweg 600 m NNW Eisensteg (Bl. Tittling): Kontakt Tittlinger Granit/Saldenburger Granit, s. Abb. 12; vgl. Frentzel 1911, S. 188, Fig. 7; Scholtz 1927, S. 156.
3. Bauernberg, Felsgruppe des P. 551 m (Bl. Grafenau): Kontakt Eberhardsreuther Granit/Saldenburger Granit, s. S. 66, vgl. Scholtz 1927, S. 155.
4. Felsgruppe 500 m SSE Englburg (Bl. Tittling): Kontakt Tittlinger Granit mit resorbierten Gneisen/Saldenburger Granit; vgl. Drescher 1925, S. 12 und Scholtz 1927, S. 157.
5. Stbr. Gramlet (Nr. 14): Kontakt Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen/Saldenburger Granit, s. S. 35, vgl. Drescher 1925, S. 19—20 und Fig. 11, ferner Taf. I, Fig. 1 und 2; Scholtz 1927, S. 147 und Fig. 102; Drescher 1930, S. 453 und 454, Fig. 1 und Taf. XLVI, Fig. 1.

Vorkommen: Der ovale Ausstrich des Granitstocks wird an den Flanken von Gneis begleitet, grenzt im N gegen das kleine ältere Granitmassiv von Eberhardsreuth und greift im S in großem Stile in verschiedenen Zungen, Gängen, Platten, Decken und Apophysen in die dunklen Gesteine von Fürstenstein hinein.

Er schließt dort alle älteren Gesteine in mannigfachen Formen ein. Gneiseinschlüsse fehlen im Kern, erscheinen aber am Rande. Kleinere Gneisschollen häufen sich zwischen Wendlberg (Bl. Schöllnach), Englburg (Bl. Tittling) und Muthberg (P. 571 m, Bl. Tittling), so daß sich dem Betrachter der Karte die Ähnlichkeit zu der Varietät des Tittlinger Granits mit resorbierten Gneisen S und SE Englburg aufdrängt. Die Diorit- und Granitschollen wurden schon oben behandelt.

Als Ganggefolgschaft bleiben Dioritporphyrite, Granitaplite, quarzporphyrische Gänge, Quarzaplite und im weiten Sinne vielleicht noch Quarzgänge, denen unten ein eigenes Kapitel gewidmet wird. Sie zeigen im großen die Tendenz, daß mit dem Ausklingen des Magmatismus und beginnender Erstarrung die Gangrichtung in der Reihenfolge der Schmelzförderung immer steiler auf NS dreht, angefangen von den SE-gerichteten Dioritporphyriten bis zu den NS-gerichteten Quarzgängen.

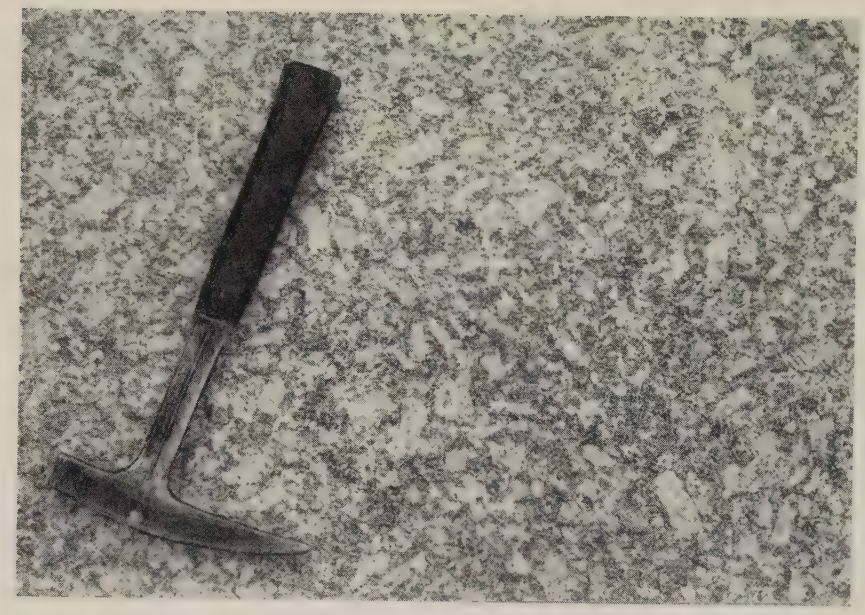


Abb. 16. Saldenburger porphyrischer Granit mit turbulenter Regelung (quarzreiche Abart, vgl. chem. Anal. Nr. 31). Stbr. Nr. 23 (Bl. Schöllnach).

Habitus: Dieser ist mehrmals beschrieben; hier seien nur wenige ergänzende Punkte erwähnt: Kalifeldspateinsprenglinge von 3—5 cm (max. 9—10 cm) Länge, 2—3 cm Breite und ca. 1 cm Dicke (in Gegensatz zu 5—8 mm Dicke bei Frentzel), fast ausnahmslos nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, ruhen in einer grobkörnigen Grundmasse von grauem Quarz, milchigweißem Plagioklas und Biotit. Dem Typ nach müßte man den porphyrischen Granit als einen mit gedrungenen Kristallen kennzeichnen, dem man die Fluidaltextur im Handstück kaum anmerkt (s. Abb. 16). Das auf den ersten Blick im Massiv ungemein ebenmäßige Gestein enthält stellenweise biotitreiche Schlieren, auch mitten im Massiv wie W Entschenreuth (Aufschluß Nr. 49). Im Stbr. Kerber (Nr. 44) hat sich neben Schlieren am Kontakt ein feldspatreicher Saum von wenigen Zentimetern Breite gebildet, der ein Beweis echter Kalifeldspateinsprenglinge und ihrer Verdriftung im Magma ist (s. Abb. 17). Im Kapitel Magmatektonik wird davon noch die Rede sein.

b) Randfazies (Stbr. 34, 21, 24 und 25)

Literatur: Erstmals spricht Drescher 1925 (S. 11) davon und versucht, sie auf der Karte darzustellen. Scholtz (1927, S. 177) läßt auf die gleichkörnigen Zweiglimmergranite im S porphyrische Granite folgen. Eine Entscheidung für oder gegen die Selbständigkeit der Intrusion mittelkörniger Granite wird wohl nie zu treffen sein. Geländebeobachtungen lassen mich zu der Überzeugung kommen, daß beide Magmenförderungen nebeneinander auftreten. In dem einen Falle liegen fazielle Übergänge der Korngrößen, im anderen reine Schollenkontakte vor.

Vorkommen: So berühren sich die genetischen Fragen von mittelkörnigen Zweiglimmergraniten, Hybridgraniten und Randfazies des Saldenburger Granits aufs engste. Dennoch wurde versucht, im Gelände eine Trennung durchzuführen, die es ermöglichen soll, bestimmte Granite unter auffallenden Merkmalen zusammenzufassen, um nicht eine ungegliederte Masse von Graniten zu belassen, die jeweils anders aussehen. Drei Varietäten bauen die engere Randfazies des Massivs auf:

1. die normale porphyrische Randfazies, die nur durch ihr kleineres Korn absticht (Stbr. Nr. 21),
2. eine mittelkörnige Randfazies ohne Großkristalle oder doch nur mit ganz wenigen (Stbr. Nr. 34, 24 und 25) und

Abb. 17. Kontakt Tittlinger Granit (oben) mit Saldenburger Granit (unten) in schlieriger Ausbildung. Stbr. Nr. 44 (Bl. Tittling).

3. eine in der Körnigkeit wechselnde schwache Randfazies mit feinkörnigen Zweiglimmergranit-Schollen (steinbruchslos), die vor dem Saldenburger Granit aufgedrungen und erkaltet sein müssen.

Frühen Intrusionen mit Zweiglimmergraniten feineren Korns folgen spätere mit gröberem Habitus, der sich von der anhaltenden Temperatur herleiten dürfte. Ist dies offensichtlich, so ist schwer feststellbar, inwieweit dann noch in Teilbereichen der Wasserdampfgehalt der Schmelze die Muskovit- und Kalifeldspatbildung beeinflußte. Scholtz (1927, S. 154 und 176) betont immer wieder den steigenden Gasgehalt der Schmelzen auf die Saldenburger Intrusion hin, ohne jedoch diese Unbekannte genauer ermitteln zu können.

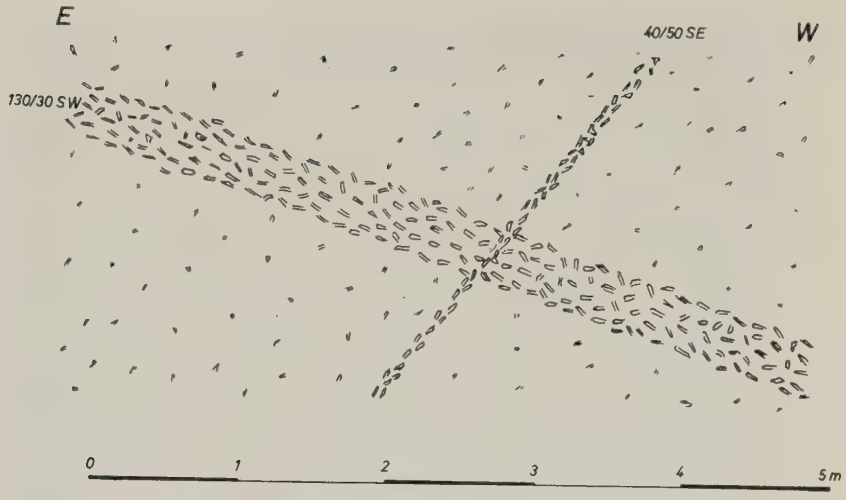


Abb. 18. Verschiedene Phasen des Saldenburger Granits durchdringen sich. Die stärker porphyrisch ausgebildeten Gesteine sind jünger (vgl. dazu Abb. 10). Stbr. Nr. 34 (Bl. Tittling).

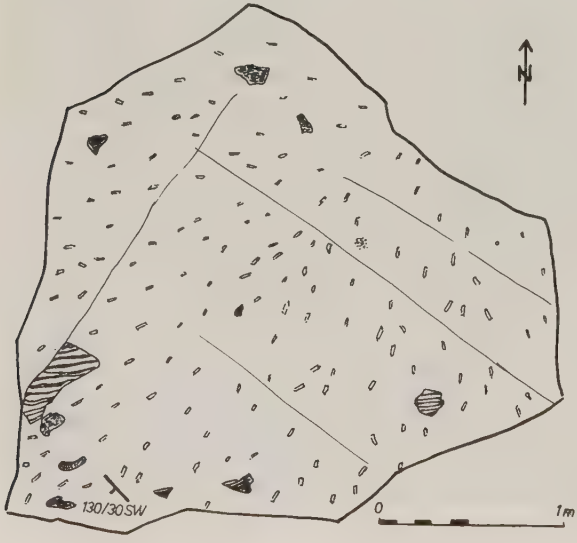


Abb. 19. Aufsicht auf schräge Bodenplatte. Randfazies des Saldenburger Granits an seinem SW-Rand, wo er viele Gneisschollen aufgenommen hat und nur in kleinem Maße geregelt ist. Stbr. Nr. 21 (Bl. Schöllnach).

Randfazies des Saldenburger Granits tritt nur im S des Massivs und in geringem Maße E Rettenbach (Bl. Tittling) auf. Im Stbr. Bornhofen (Nr. 34) ist schon Drescher (1925, S. 12) und Scholtz (1927, S. 157) eine kontaktlose Saldenburger Granitschliere in einem mittelkörnigen Gestein, das sich, analog dem Hauzenberger Granit I im Bezug zum Hauzenberger Granit II (Dollinger 1961) als frühe Fazies herausstellte, aufgefallen (s. Abb. 18). Sie ist 25 m quer durch den Bruch als geradliniger Gang (135/10 bis 45 SW) verfolgbar, 30 cm breit und führt Kalifeldspäte von max. 3 cm Länge. Sie hat sich wohl kurz vor dem Erstarren der mittelkörnigen Randfazies gebildet, da sie einerseits streng geradlinig ist, so daß man an Benutzung einer Schwundfuge denkt, andererseits aber keine Spur von Kontakt zu sehen ist. Es rücken so die einzelnen Varietäten zeitlich sehr nahe zusammen. Im Priefinger Bruch (Nr. 21) wurde ein mittelkörniger bis grobkörniger Granit gebrochen. Er birgt wie der Saldenburger Granit

Abb. 20. Zweiglimmergranit weiß; Saldenburger Granit in porphyrischer Randfazies. Der relative Altersunterschied tritt an dieser Stelle deutlich hervor. Kamm des Hochberges N Nammering (Bl. Schöllnach, R 45 96,66; H 53 97,92).

der Umgebung viele Gneisschollen und seltener dioritische Schollen (s. Abb. 19) wie eine Randpartie des Saldenburger Granits, die von ihm aus nach E dem Rohrbachtal parallel bis nach Eging zieht. Im Kufnerbruch (Nr. 24) steigert sich gegen S mit Annäherung an den Hornblende-Biotit-Fleckendiorit der hybride Charakter der Saldenburger mittelkörnigen Randfazies in Form von Biotitflecken und Plagioklaszunahme. Das gleiche kann man im Stbr. Bartsch S Panholz (Nr. 25) noch ausgeprägter beobachten. Alle Steinbrüche in den hellen Gesteinen außer Stbr. Nr. 34 sind jüngeren Datums. So ist es heute möglich, mehr von der Mannigfaltigkeit des Saldenburger Granits zu sehen und über sie zu sagen. Im Stbr. Buchleiten (Nr. 26) sind, wie in vielen anderen Dioritbrüchen, mehrere Abarten von Saldenburger Granitgängen erschlossen. Ein Gangkreuz (s. Abb. 10) zeigt, wie verschieden sie kristallisieren. Ohne daß eine eindeutige Altersbeziehung ablesbar ist, wechseln offensichtlich die Öffnungszeiten der Gänge und die Zusammensetzungen der Schmelzen, vor allem im Hinblick auf ihren Gehalt an Wasserdampf.

Auf dem Hochberg (P. 596 m, Bl. Schöllnach) und an dessen N-Hang sind in der Randfazies des Saldenburger Massivs feinkörnige Zweiglimmergranit-Schollen eingeschlossen (s. Abb. 20). Die Kontakte sind scharf und verraten, daß die Zweiglimmergranite vor der Saldenburger Intrusion schon erkaltet und verfestigt waren. An dieser Stelle wird offenbar, daß der Zweiglimmergranit, zumal in seiner feinkörnigen Ausbildung, ein eigener Intrusionskörper mit eigener Geschichte ist.

Habitus: Es gibt alle Übergänge von mittelkörnigem Granit zu Kristallgranit, z. B. auch rings um die Granitvorkommen N Senging (Bl. Tittling) inmitten des Massivs. Am Rand kommen muskovitreiche Partien hinzu. Auch scheint der Quarzgehalt hie und da zu schwanken. Durchweg sind aber alle Arten gleich hell und unterscheiden sich wenigstens durch Korngrößendifferenzen. Im Stbr. Bornhofen (Nr. 34) sind dem mittelkörnigen Granit vereinzelt 1,5 cm (max. 2 cm) lange Kalifeldspäte eingesprengt.

c) Saldenburger Hybridgranit (Stbr. Nr. 21, 24, 25)

Vorkommen: Er ist z. T. ident mit den mittelkörnigen Hybridgraniten im allgemeinen (s. S. 71). Die Beschreibung ist analog. In den Stbr. Kufner (Nr. 24) und Bartsch (Nr. 25) beträgt die Übergangszone vom Hornblende-Biotit-Fleckendiorit bis zur reinen Randfazies des Saldenburger Massivs 10—50 m, wenn man beachtet, daß z. B. im SE-Eck des Stbr. Bartsch in der Teufe von etwa 10 m dioritisches Material zum Vorschein kommt.

Voll kleiner daumen- bis faustgroßer dioritischer Schollen ist eine Randpartie des Saldenburger Massivs, die N Eging ansetzt und nach W bis zum Priefinger Bruch (Nr. 21) reicht. Unter der neu angelegten Badeanstalt von Eging trat solch ein typischer Mischgranit zutage. Ähnliche Steine fand ich auch am N-Hang des Hochberges (P. 596 m, Bl. Schöllnach) und rings um den Fälschinger Bruch (Nr. 15).

Habitus: Wechselnde Verteilung von Biotitflecken geht mit unruhigem Fluidalgefüge Hand in Hand. Die kleinen basischen Putzen der schollenreichen Abart N Eging und im Rohrbachtal werden von Kalifeldspatkristallen (bis 2 cm lang) umdriftet oder durchwachsen.

d) Nachphasen des Saldenburger Granits

Literatur: Hierüber findet sich bei den früheren Bearbeitern keine Notiz. Das hängt mit der sporadischen Verbreitung in Lesesteinen mitten im Massiv zusammen.

Vorkommen: Reiner greisenhafter Muskovitgranit ist die markanteste Spätbildung (vgl. auch Halbgreisen am Rande des Hauzenberger Granitmassivs). Daneben treten aber auch unscheinbarere Partien von granitporphyrischem Habitus auf, die wohl zu den seltenen Granitapliten überleiten. Beide Gesteine beschränken sich im Gegensatz zu den Randbildungen des Massivs im S auf seinen N-Teil. Dessen höchster Gipfel, der Kühlberg (P. 616 m, Bl. Grafenau) trägt an seinem S-Hang Blockmassen (auf Bl. Tittling), die zum großen Teil aus Muskovitgraniten bestehen. Gängchen sind am häufigsten bei Senging und Haufang (Bl. Tittling).

Der Muskovitgranit kann feinkörnig oder mittelkörnig sein; stets ist er aber quarzreich. Der Saldenburger Granit mit feinkörniger Grundmasse hat eine weite Variationsbreite zwischen wenigen, großen Einsprenglingen (E Gumpenreit, Bl. Grafenau) und Hinneigen zu randfazieller Textur (700 m SE P. 579 m SE Schabenberg, Bl. Schöfweg).

Vorbemerkung: Wegen der Riesenkörnigkeit des Granits wurde der modale Mineralbestand gesondert für die Grundmasse und die Kf-Einsprenglinge ermittelt, und zwar folgendermaßen: Im Dünnschliff wurden Grundmasse und Einsprenglinge getrennt integriert. Anschließend wurden auf drei jeweils senkrecht aufeinanderstehenden, gesägten Flächen von 100 cm² des betreffenden Granitwürfels, von dem die Analyse stammt, die Gesamtfläche der Einsprenglinge gegenüber der Grundmasse nach Durchpausen auf eine Oleate mit einem Planimeter der Fa. Gebr. Haff/Pfronten bestimmt (jeweils 3 gemittelte Messungen). Die mikroskopischen und makroskopischen Ausmessungen wurden schließlich prozentual in Beziehung gesetzt.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	103	104	105	106	107	108	109	110
Schliffnr.	2054/1	2054/2	2054/3	Mittel	6860/1	6860/2	6860/3	Mittel
Pl	33,6	40,2	40,4	38,1	29,0	31,1	36,4	32,2
Kf	19,3	23,0	16,3	19,6	22,7	13,2	15,2	17,0
Qu	38,5	28,1	34,9	33,8	39,2	46,5	41,7	42,5
Bi	7,6	8,0	7,8	7,8	7,8	7,9	5,5	7,1
Mu	—	—	—	—	0,7	0,6	0,6	0,6
Erz	0,5	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Ap, Zr, Xe, Mz	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3
Punkte	2201	4744	3460	10405	3248	3597	4397	11242
Kf-Einsprenglinge mit Einschlüssen:								
Pl (incl. Perthit)	5,2	—	9,9	7,6	16,0	10,8	20,3	15,4
Kf	91,0	—	88,3	89,6	79,8	85,8	76,0	80,7
Qu	2,5	—	0,9	1,7	3,7	3,1	2,9	3,3
Bi	1,3	—	0,9	1,1	0,5	0,3	0,8	0,6
Punkte	1252	—	1735	2987	538	1247	590	2375

Planimeterwerte:

Flächen %	25,0	35,9	28,5	29,8	26,7	21,4	22,9	23,3

Gesamtmodalanalyse der Mittelwerte:

Lfd. Nr.				106				110	
Schliffnr.	2054/1		2054/2	2054/3		6860/1		6860/2	6860/3
Pl	26,8		2,3	29,1		24,7		3,6	28,3
Kf	13,7		26,7	40,4		13,0		18,8	31,8
Qu	23,7		0,5	24,2		32,6		0,8	33,4
Bi	5,5		0,3	5,8		5,4		0,2	5,6
Mu	—		—	—		0,5		—	0,5
Erz	0,2		—	0,2		0,2		—	0,2
Ap, Zr, Xe, Mz	0,3		—	0,3		0,2		—	0,2
Vol%	70,2	+	29,8	= 100,0		76,7	+	23,3	= 100,0
Punkte	10405	+	2987	= 13392		11242	+	2375	= 13617

Schliffnr. 2054/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 49
Schliffnr. 6860/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 23

Mineralbeschreibung: Sie soll die Beschreibung Frentzels (1911, (S. 129—131) vor allem in den Punkten ergänzen, die er unberücksichtigt ließ, wie den Chemismus der Plagioklase und die Schwermineralgesellschaft. Nach seiner Beschreibung zu schließen, scheinen ihm keine frischen Proben vorgelegen zu haben. Schon aus diesem Grunde sind einige seiner Angaben zu berichtigen.

Plagioklas:

Chemismus: 1) Kern An_{21}, 1. Zone und Rand An_{19}
2) Kern An_{23}, Rand An_{20}, Saum An_{19}
3) Kern An_{20}, 1. Zone An_{19}, Rand An_{12}
4) Kern An_{20}, Rand An_{16}
5) Kern An_{20}, 1. Zone An_{17}, Rand An_{12}
6) Kern An_{20}, 1. Zone An_{23} (Rekurrenz), Rand An_{19-17}
7) Kern An_{19}, Rand An_{10}
8) Kern An_{17}, Rand An_{12}
9) Kern An_{23}, 1. Zone An_{14}, Rand An_{9}
10) Kern An_{16}, 1. Zone An_{14}, Rand An_{14}

Kalifeldspat: Frentzel sagt, der Orthoklas herrsche weitaus vor. Ich beobachtete überall das Gegenteil und hege sogar den Verdacht, daß die ungegitterten Kalifeldspate und vermeintlichen Orthoklase optisch Mikrokline sind. Statistische Achsenwinkelmessungen müssen der Zukunft vorbehalten bleiben. Der als gelegentliche Verzwilligung bezeichnete Aufbau ist bei den Großkristallen auf jeden Fall die Regel, was die makroskopische Beobachtung bestätigt. Ein Zonarbau der Kalifeldspate entsteht öfters dadurch, daß zu einer bestimmten Zeit der Kristallisation besonders viele Plagioklase orientiert umschlossen werden. Myrmekite sind nicht selten. Ihre Verbreitung wechselt.

Biotit: Pleochroismus: braun bis kastanienbraun (n_x); dunkelbraun bis rotbraun (n_z) entgegen dem Stich ins Grünliche, den Frentzel angibt und der nur in angewittertem Gestein zu sehen ist. Der Saldenburger Granit ist ja für eine tiefgreifende Verwitterung äußerst anfällig, so daß scheinbar frische Proben schon Verwitterungseinflüsse zeigen. Eine Folge davon ist, daß die Biotite ver-

grünen, wobei sich ihr hoher Fe-Gehalt herausstellt. Es entstehen auf Spaltrissen xenomorphe Erzneubildungen neben Titanit- und Leukoxenaggregaten, die spärlicher sind. An zwei Stellen des Massivs konnte ich zudem idiomorphe und xenomorphe kleine Orthitkristalle nachweisen, ebenfalls etwas Pistazit, jedoch immer nur spurenhaft. Der Epidot, den Claus (1936) fand, ist einzig ein Produkt der Verwitterung.

Zirkon: erfuhr bereits durch Claus (1936) eine Bearbeitung, der aus Verwitterungsgrus des Saldenburger Granits von fünf Stellen Schwermineralien extrahierte. Er erkannte ihren gedrungenen Habitus und ihren zonaren Bau und fand einen Unterschied der Längenbreitenindizes der Zirkone des Saldenburger Granites gegenüber den Zirkonen des Hauzenberger Granits heraus. Im Mittel beträgt er im Saldenburger Massiv 1,5—2,5; im Hauzenberger dagegen sind „Indizes über 3 recht häufig".

Über den zonaren Bau von Zirkon sind verschiedene Erklärungen angeführt worden (vgl. Hallbauer 1961, S. 41). Nicht immer umgeben die Anwachszonen den gesamten Kristall, oft auch setzen sie ihm nur eine Anwachspyramide auf. Die Brüchigkeit der Zonen ist auch im Schliff schon deutlich. Gerundete Kerne in zonarem Zirkon, wie sie Hoppe (1957) im Lausitzer Granodiorit fand, konnte ich nirgends beobachten. An der Intrusivnatur des Saldenburger Granits wurde ja auch nie gezweifelt.

Die Zirkone erreichen eine absolute Länge von 0,3 mm. Es sind dabei bis 7 Zonen festgestellt worden.

Xenotim: Frentzel (1911, S. 130) erwähnt an Schwermineralien außer Apatit nur Zirkon. Claus (1936, S. 26) konnte wohl Monazit, aber keinen Xenotim finden. Um ihn von Zirkon abtrennen zu können, bedarf es genauer Dünnschliffuntersuchungen. Im vorliegenden Fall ist eine Gesamtbeurteilung von Tracht, Doppelbrechung, Chagrin und Spaltbarkeit nötig, um eine sichere Unterscheidung zu treffen. Es erwies sich, daß sehr wohl Xenotime vorliegen. Ihr Habitus ist dem des Zirkons nicht unähnlich, kurzprismatisch gedrungen, mit guter Spaltbarkeit, doch ohne Zonarstruktur und mit einem durchschnittlichen Längenbreitenindex von 1—1,5 (max. 2).

Die Xenotime bevorzugen die Ränder des Biotits zu Quarz und Mikroklin und entwickeln sich dort stellenweise zu schönen, idiomorphen Kriställchen bis zu einer Länge von 0,15 mm. Gern sieht man Xenotim auch mit Monazit zusammen. Von Biotit umschlossene Xenotime sind selten. Ich möchte aufgrund ihrer Verteilung zu den anderen Komponenten im Schliff annehmen, die Xenotime seien etwa parallel zum Apatit ausgeschieden worden.

Monazit: Für ihn gibt Claus (1936, S. 38) einen mittleren Längenbreitenindex von 1,5 an. Seine Neigung zu tafeligem Habitus ist auch im Dünnschliff ablesbar. Die Größe der Monazite kommt der der Xenotime gleich (bis max. 0,2 mm Länge). Sie besitzen oft wie der Xenotim ein apatitähnliches Chagrin, welches ich mit ihrer chemischen Phosphatstruktur begründen will. Eindeutiges Erkennungsmerkmal ist neben Auslöschungsschiefe und Spaltwinkel, die nur selten meßbar sind, das konoskopisch zweiachsige Bild mit kleinem optischen Achsenwinkel. Monazit und Xenotim zusammen können an Menge zuweilen den Zirkon aufwiegen.

Tabelle 1

Schwermineralverbreitung in den Intrusivgesteinen von Fürstenstein

	Zr	Xe	Mz	Ap	Ap mit rad. Hof	Tit	Y-Tit	Orthit	Bi, n_z oliv	Bi, n_z braun	
Plagioklasdiorit von Unterpolling	+	—	—	+	—	+	—	+	—	+	grünbraun
Paradiesdiorit	+	+	—	+	—	+	+	+	+	+	
Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit	+	—	—	+	—	+	—	+	+	+	
Titanitfleckendiorit	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—	
Steininger Quarzglimmerdiorit	+	+	—	+	—	+	—	+	+	—	
Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspat-Großkristallen	+	+	—	+	—	+	—	+	+	—	
Panholzer Quarzglimmerdiorit	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—	
Tittlinger Mischdiorit	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—	
Hornblende-Biotit-Fleckengranit	+	+	—	+	—	+	+	+	+	—	
Peigertinger Mischdiorit	+	+	—	+	—	+	—	+	+	—	
Wendlberger Mischdiorit	+	+	—	+	—	+	—	+	+	—	
Sehr feinkörniger Biotitgranit	+	—	+	+	—	+	—	—	+	—	
alte feinkörnige Ganggranite	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—	
Tittlinger Granit	+	+	—	+	—	+	—	+	+	—	
Eberhardsreuther Granit	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+	rotbraun
Zweiglimmergranite	Sp	+	—	—	+	—	—	—	—	+	
mittelkörnige Hybridgranite	+	+	+	+	—	—	—	—	—	+	
Saldenburger Granit	+	+	+	+	—	—	—	Sp	—	+	

Ergebnis: Es fällt auf, daß der Monazit in den jungen Graniten des Passauer Waldes vorkommt, die titanreiche, kräftig braun gefärbte Biotite besitzen (Saldenburger Granit, Eberhardsreuther Granit, Schärdinger Granit etc.).

Claus (1936 S. 48) meint dazu: „Möglicherweise liegen die Verhältnisse so, daß im Stammmagma der konkordanten Phase die zur Monazitbildung nötigen seltenen Erden in außerordentlich geringer Konzentration enthalten sind, so daß eine Individualisierung als Monazit nicht möglich ist. Bei der Differentation erfolgte dann eine Anreicherung in den stärker salischen Teilen, denen die jungen Granite des Passauer Waldes entsprechen dürften. Die basischen Spaltprodukte sind wahrscheinlich noch ärmer an den seltenen Erden als das Ausgangsmagma selbst. Möglicherweise steht das Vorkommen von Xenotim in einem ähnlichen Zusammenhang mit dem Chemismus des Magmas wie das des Monazits. Letzte Entscheidungen können allerdings erst Untersuchungen zahlreicher Gesteine bringen, deren chemische Analyse vorliegt. Der Titanit ist, soweit er primärer Entstehung ist, an die basischen Typen gebunden."

Dem Ausblick von Claus folgend, konnte ich die Gesteinsgesellschaft einer, wie ich glaube, weithin geschlossenen Differentiationsreihe im Hinblick auf die Schwerminerale wenigstens qualitativ untersuchen.

Ähnliche Untersuchungen wie Claus hat neuerdings Hallbauer (1961) im Erzgebirge durchgeführt. Sie ergaben, daß alle bisher behandelten Eruptivgesteinsmassen ihre eigenen, bezeichnenden Schwermineraltypen haben. Hallbauer (S. 36) sagt: „Nur durch die Herausbildung solcher Charakteristika ist es möglich, zusammen mit anderen Merkmalen Unterschiede herauszuarbeiten". Er konnte damit zeigen, daß das Eibenstocker Granitmassiv einen sehr hohen pneumatolytischen Topasgehalt besitzt, dagegen aber frei ist von Monazit und Xenotim, welche die umgebenden Granite führen.

Meine Ergebnisse sind in Tabelle 1 (S. 83) zusammengefaßt.

V. Die Ganggesteine

Literatur: Eingehend hat sich Scholtz 1927 (S. 169—172) mit der Gangtektonik beschäftigt.

Die Gänge im Diorit verwendet Drescher 1925 (S. 25—28) zu weitgehenden Schlüssen. Vor allem die Aufstellung von „prägranitischen, saueren Injektionen von aplitischem bis pegmatitischem Charakter" (S. 27) ist kühn und umstritten. Von ihrer Behandlung muß abgesehen werden, da sie nicht gefunden wurden.

Vorkommen: Ihre regionale Einteilung geschieht zweckmäßig und sinngemäß nach dem Nebengestein:

1. Gänge im Diorit, die allen jüngeren Graniten und ihren Herden entstammen können.
2. Gänge in den Massiv- und Stockgraniten, die der eigenen Ganggefolgschaft oder späteren Graniten angehören können.
3. Gänge in Mischgesteinen, die jünger als die Mischbildung sind.

1. Die Aplitgranite und Aplite

Literatur: In den regionalen Arbeiten erschienen vorwiegend Bemerkungen über einzelne lokale Vorkommen.

Frentzel (1911, S. 174—176) stellt sehr verschiedene leukokrate Ganggesteine unter diese Bezeichnung, wogegen hier nur die Ganggefolgschaften der jüngeren Intrusionsfolge von den Dioriten an gebracht werden.

Drescher (1925, S. 25) befaßt sich besonders mit den Gängen im engeren Dioritgebiet.

Scholtz (1927, S. 169) teilt die Ansicht Dreschers, daß jüngere Gänge im Saldenburger Granitmassiv und seinen Randbereichen sehr selten sind, während sie in den dioritischen Gesteinen in einer bemerkenswerten Vielzahl vorkommen. Dabei leiten sie sich aus demselben Herde her. Die Gangrichtungen wurden von beiden Autoren statistisch dargestellt.

Vorkommen: Fast in allen Steinbrüchen kann man Aplitgänge beobachten. Aus den Steinbrüchen in der Nähe von Fälsching beschrieb Frentzel in Aplitgängen Hornblendeführung, von den Fürstensteiner Brüchen Titanitkristalle. Im Stbr. Lohwies (Nr. 4) und im Bahnhofsbruch (Nr. 29) stieß ich auf solche Bildungen, wo in leukokraten Schlieren braune Titanite kristallisiert waren, in cm-breiten Aplitgängen dagegen die Titanite vererzt waren (vgl. Fischer 1926). Im Tittlinger Granit gibt es Musterbeispiele von steilen, geradlinigen Gängen und solchen, die als Lagergänge wechselweise verschiedene Fugen benutzen (vgl. auch Scholtz 1927, S. 166, Fig. 117). Im Stbr. Kerber (Nr. 44) treten neben Aplit- und Pegmatitgängen feinkörnige aplitgranitische Gänge mit einem Streichen von ± 30° auf, die sehr steil bis saiger einfallen. Analoge Gänge von ca. 10—20 cm Breite sind auch in den Steinbrüchen auf der W-Seite des Steinhügels (P. 526 m W Tittling) vorhanden, so daß die Möglichkeit km-langer, die Richtung beibehaltender Gänge längs ausgeprägter Klüftung besteht.

Im Eberhardsreuther Massiv sind reine Aplite nicht gesichtet worden. Durch den Bauernbergbruch (Nr. 47) allerdings setzen mehrere Aplitgranitgänge von 1—50 m Mächtigkeit (vgl. auch Scholtz 1927, S. 169 und S. 172 incl. Fig. 121), welche die gleiche Richtung wie die aplitischen Gänge im Tittlinger Granit besitzen: 15° oder 35° für das Streichen und fast saigeres Fallen. Scholtz stellt schon fest, daß das Fluidalgefüge der Gänge im Bauernbergbruch nicht mit dem Kontakt übereinstimmt, sondern sich mit dem des umgebenden Granites deckt. In ihnen fand ich hie und da kleine, schwarze Orthitkristalle mit einer ca. 1 cm großen Strahlungsrosette in Form von Rupturen.

Das Saldenburger Granitmassiv ist arm an Gängen. Durch die schlechten Aufschlüsse wird dieser Eindruck vielleicht noch verstärkt. Feinkörnige Aplitgänge begegneten mir im Stbr. Gramlet (Nr. 14), am linken Ilzufer 500 m SW Furth in einer Sandgrube (Bl. Tittling, R 46 02,01; H 54 07,00) und im Kern des Massivs ein 60 cm mächtiger Gang, der 110/saiger verläuft (Bl. Schöllnach, R 45 95,90; H 54 02,00).

Habitus: Es ist kein einheitlicher Aplittyp ausgeprägt, sondern es existieren alle Zwischenstufen von einem feinkörnigen biotitarmen Ganggranit bis zu biotitlosen Aplitgängen. Die Gangmächtigkeit reicht von 5—50 cm. Breitere Gänge habe ich nirgends feststellen können. Rötungen fehlen. Die Kontakte sind geradlinig und scharf; besonders in den Dioriten zeichnen sich streng die Kluftfugen nach. Es überwiegt feines Korngefüge.

2. Die Pegmatite

Literatur: C. W. v. Gümbel (1868, S. 328) und Frentzel (1911, S. 179) teilen nur Pegmatitvorkommen bei Tittling ohne Erläuterung mit. Drescher (1925, S. 25) und Scholtz (1927, S. 169) kommen im wesentlichen auf die Tektonik der Gänge zu sprechen.

In neuester Zeit untersuchte Tennyson (1960) kristallographisch die Mineralien der Pegmatite bei Tittling, vor allem Berylliummineralien und Zeolithe.

Vorkommen: Offen ist die Frage nach dem Alter und damit zugleich nach dem Stammagma. Hierzu kann nur die Verknüpfung mehrerer Beobachtungen einen Beitrag liefern. Wohl erkannte Frentzel im Gneisgebiet bei Fürsteneck, daß Pegmatite ältere Aplite quer durchsetzen. Das Gegenteil sieht man z. B. im Eisensteger Bruch (Nr. 42) oder im Stbr. Buchet (Nr. 36). Kann das relative Alter gegenüber dem Durchläufergestein Aplit nicht weiterhelfen, so liegt das besonders daran, daß in sehr vielen Fällen die Pegmatite nur eine „Fazies" der Aplite nach örtlichen Kristallisationsbedingungen sind, hauptsächlich an Stellen, wo die leichtflüchtigen Bestandteile festgehalten werden. Fischer hat gerade diese Eigenart der Gleichaltrigkeit beider Gesteine schon immer betont. Mehr sagt schon die Verbreitung im Hinblick auf das Alter. Waren die Aplite in jedem Steinbruch zu finden, auch im Saldenburger und Eberhardsreuther Massiv, so ist das bei den Pegmatiten nicht der Fall. Sie beschränken sich vielmehr auf den SE-Teil des Intrusivgebietes, indem sich ihre Verbreitung mit der des Tittlinger Granits und des Zweiglimmergranits deckt. Tennyson (1960, S. 1254) nennt als Fundpunkte den „Kerberbruch" am Höhenberg (Nr. 44) und den „Matzersdorfer Bruch" (Nr. 45). Bis 20 cm (max. 40 cm) breite Pegmatite mit Beryll, Schörl, Granat und Molybdänglanz stecken im Schloßbergbruch (Nr. 46). Weiter südlich sind es die Steinbrüche des Steinhügels (P. 526 m W Tittling), die reich an Pegmatiten sind und der Stbr. Buchet (Nr. 36), wo die Pegmatite die Titanitfleckendorit-Schollen und deren Hüllgestein, den Tittlinger Mischdiorit, steil durchschlagen, am Kontakt zum hangenden Zweiglimmergranit aber aufhören, indem pegmatitische Kristalle noch wenige Zentimeter in den Zweiglimmergranit hineinreichen (s. Abb. 21).

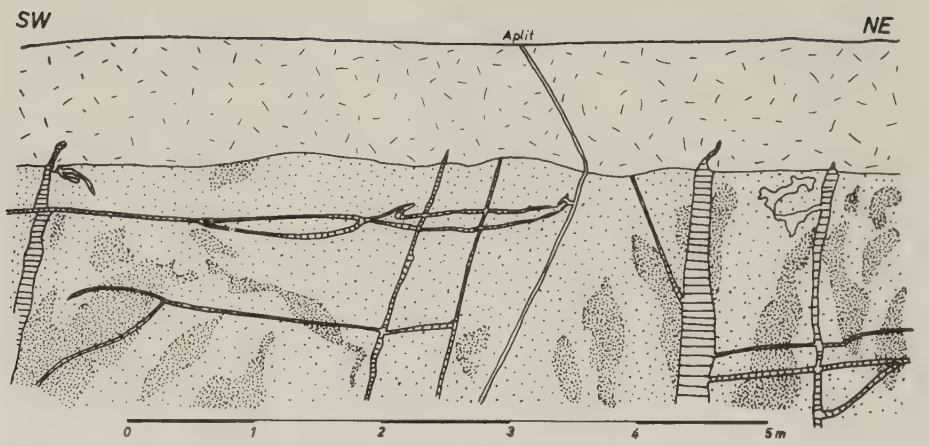


Abb. 21. Titanitfleckendiorit eng punktiert; Tittlinger Mischdiorit weit punktiert; Pegmatitgänge quer schraffiert; Zweiglimmergranit mit regellosen Strichen; Aplit weiß; Stbr. Nr. 36 (Bl. Tittling).

Zwei Deutungsmöglichkeiten bieten sich an: 1. Der Zweiglimmergranit ist jünger als die Pegmatitgänge, so daß er sie abschneidet und sozusagen wenige unverdaubare Reste übrigläßt, was meiner Meinung nach wahrscheinlicher ist als die 2. Möglichkeit: Er war bei der Gangbildung bereits fertig kristallisiert und erkaltet, so daß die Pegmatitgänge der Mischdioritklüftung nicht aufreißen konnten.

Die Beobachtung ausnahmslos gekappter Pegmatitgänge beschattet diese letzte Erklärung.

Im Zweiglimmergranit-Gebiet gestattet der Unterpollinger Bruch (Nr. 7) Einblicke in Pegmatite. Sie sind auf den ersten Blick die gleichen, im Gesamtbild aber gekennzeichnet durch Schörl und Muskovit.

Diese Beiträge zum Pegmatitproblem entwerfen folgendes Bild der Altersbeziehungen.

Im Ganggefolge des Tittlinger Granits dringen Pegmatite auf. Nach einem zeitlichen Hiatus bis zur Intrusion der Zweiglimmergranite herrscht Ruhe. Dann folgt eine zweite Pegmatitgeneration, die den Herd von leichtflüchtigen Bestandteilen bis auf Wasserdampf größtenteils befreit. Gegen Ende der Intrusionstätigkeit steigt dann aus dem entgasten Herd das Saldenburger Granitmagma empor und wölbt das Gneisdach auf. Da die flüchtigen Bestandteile bereits weitgehend abgedampft sind, verebbt der Magmatismus mit aplitischen, muskovitgranitischen und quarzreichen Nachschüben des Saldenburger Granits. Diese Auffassung steht im Gegensatz zur Meinung von Scholtz (1927, S. 154 und S. 176), daß nach Förderung der Zweiglimmergranite sich das Saldenburger Granitmagma schließlich wieder mit leichtflüchtigen Bestandteilen anreicherte.

Die Auffassung von Scholtz legt eine andere einleuchtende Deutung nahe, die der ersten an Glaubwürdigkeit nicht nachsteht. Die Anreicherung pneumatolytischer Stoffe im Saldenburger Magma kann recht beträchtlich gewesen sein und hat unter dem Dach des Massivs stattgefunden. Da aber diese Teile bereits abgetragen sind, zeugen nur noch wenige Halbgreisenbildungen im Zentrum von vielleicht größeren Gesteinsmassen, die vergreist oder pegmatitisch durchtrümert waren. Im Gegensatz zum Hauzenberger Massiv fällt allerdings auf, daß sich hier keine Pegmatite und Pneumatolyte an Stellen des Kontaktes häufen.

Habitus: Die Mineralparagenese der Pegmatite ist vom Kontakt her milchigweißer Kalifeldspat, selten in Stockscheiderkristallen. Hinzu tritt grauer Quarz. In der Gangmitte folgen, wenn vorhanden, Granate, Turmaline und Muskovite. Muskovite bilden im Schloßbergbruch (Nr. 46) mit Vorliebe zusammen mit Quarz das Salband. Wesentlich seltener sind Apatite, Fluorite, Titanite und Zeolithe. Minerale der Zeolithgruppe bevorzugen kleine Miarolen (s. a. Tennyson 1960).

Die Gänge im Zweiglimmergranit sind muskovitreicher. Ebenso häufig wie reine Pegmatite sind Kombinationen mit aplitischer Förderung, indem die Pegmatite entweder Aplite gespalten haben und in der Gangmitte kristallisiert sind oder daß sie die Salbänder der Aplite bilden. Im letzten Fall ist höchstwahrscheinlich der Aplit schon erkaltet vorgelegen, da bei Flachgängen nur etwa bei Zweidrittel bis Dreiviertel der Fälle der obere Kontakt vom Pegmatit als Weg benutzt wurde; anderenfalls suchte er in der Gangmitte, an der Gangunterseite oder je nach der besten Wegsamkeit auf und ab steigend seinen Weg, wie das besonders schön im Stbr. Buchet (Nr. 36) ersichtlich ist.

Anders muß die Vergesellschaftung von Apliten und Pegmatiten in einem Gang beurteilt werden, wenn es sich nur um verschiedene „Fazies" eine Schmelze handelt. Die Umhüllung idiomorpher Pegmatit-Großkristalle mit aplitischem Material zeigt, daß der Rest pegmatitischer Schmelze nach Abblasen der leichtflüchtigen Bestandteile als aplitische Zentralfüllung feinkörnig kristallisiert. Der Wechsel von mechanischen und Kristallisations-Vorgängen aufgrund der sich ändernden Zusammensetzung der Schmelze macht es so schwierig, die Aplit- und Pegmatitgänge zu klassifizieren.

3. Dioritporphyrite (Stbr. Nr. 2, 19, 29, 30, 40, 41, 42)

Literatur: Auf die lokalen lamprophyrischen Gänge weisen verschiedene Autoren hin. C. W. v. Gümbel (1868, S. 348) führt die Bezeichnung „Nadeldiorite" für Dioritporphyrite ein, denen sehr auffällig schmale Hornblendenadeln eingesprengt sind. Aus der Gegend von Tittling erwähnt er (S. 350) Vorkommen bei Eggenreuth und bei Preying (beide Orte auf Bl. Tittling).

Frentzel (1911, S. 171—174) ergänzt die Angaben Gümbels durch die Schilderung eines 4 m mächtigen Ganges NNE Eisensteg (Bl. Tittling) und ersetzt die Bezeichnung Gümbels durch „Nadelporphyrite".

Drescher (1925, S. 25) und Scholtz (1927, S. 172) sprechen von einem Gang N Unterpolling (Bl. Tittling) bei Bahnkilometer 36,5, den ich leider bei der Kartierung wegen fortgeschrittener Vergrusung nicht wiederfand.

Voll (1960, S. 331) schließlich geht auf das Alter der Nadeldiorite regional ein und sieht in ihrer weiten Verbreitung bei Tittling, Regen und in der Oberpfalz eine Begründung für ein einheitliches Niveau der Granitintrusionen in diesem Raum.

Vorkommen: Die Zahl der bekannten Fundpunkte konnte um viele weitere vergrößert werden (s. Karte). Dazu verhalf im Saldenburger Massiv die Lesesteinkartierung. Der dunkle, splittrige und feinkörnige Habitus der Verwitterungsreste erleichtert ihr Auffinden im grobporphyrischen Granit, ferner die Tatsache, daß die Dioritporphyrit-Gänge scharenweise parallel laufen.

Unverwitterte Dioritporphyrite sind weitaus seltener. Hornblendenadel-Dioritporphyrite sind im Geisbergbruch (Nr. 19), im Stbr. Weigl (Nr. 30), im Stbr. Rieger & Seil, Werk Tittling (Nr. 40) und in einem Steinbruch 700 m S Trautmannsdorf (Bl. Tittling; R 46 01,70; H 54 02,60) aufgeschlossen, seine kersantitische Varietät im Stbr. Merckenschlager, Werk Tittling (Nr. 41) und im Eisensteger Bruch (Nr. 42). Im Bahnhofsbruch (Nr. 29) läuft einem 0,5 m mächtigen Hornblendenadel-Dioritporphyrit-Gang eine Mylonitzone parallel, im Peterbruch (Nr. 2) hat ein Granitaplitgang einen Dioritporphyrit-Gang eigener Art aus dem Nebengestein herausgeschält (s. Abb. 2 und 22).

Ähnliches berichtet Frentzel (1911, S. 174) von einem Glimmerdioritporphyrit an der Stelzelmühle (jetzt Stelzmühle, Bl. Hutthurm) 2 km ESE Neukirchen vorm Wald.

Habitus: Die Dioritporphyrit-Gänge streichen ohne Ausnahme NW—SE, haben eine Mächtigkeit von 0,1—4 m (kleine alte Steinbruchanlage S Rothauer See, Bl. Tittling; R 45 99,54; H 54 01,30) und stehen ± saiger. Die Gänge treten vorzugsweise geschart in zwei Zonen auf, deren eine etwa von Tittling nach Thurmannsbang, die zweite von Preying über Saldenburg nach Wiesen (Bl. Schöllnach) reicht. Manchmal führen sie, um einen dm- oder m-Betrag seitlich einspringend, bajonettförmig weiter. Stets ist eine sehr feinkörnige Salbandfazies ausgebildet, die frei oder arm an Einsprenglingen ist. Die beiden Varietäten unterscheiden sich makroskopisch nach den Einsprenglingen. Der reine Hornblendenadel-Dioritporphyrit besitzt, wie der Name

Abb. 22. Hornblende-Biotit-Fleckengranit (unten) wird von Dioritporphyrit (oben) durchsetzt; am Salband zwängt sich ein jüngerer Granitaplit aus der Ganggefolgschaft des Saldenburger Granits dazwischen und greift den Dioritporphyrit chemisch an. Stbr. Nr. 2 (Bl. Schöllnach) vgl. auch Abb. 2.

sagt, Hornblendenadeln von einer Länge bis zu 1 cm (max. 1,5 cm im bearbeiteten Gebiet) und von einer Breite bis zu 2 mm (max. 3 mm). Die sehr feinkörnige Grundmasse sieht in frischem Zustande grüngrau aus.

Die kersantitische Varietät dagegen führt bei gleicher Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge von 2 mm (max. 3 mm) Länge und 1 mm (max. 2 mm) Breite. Ihre Färbung wirkt noch grüner.

Die oben erwähnte Abart vom Peterbruch (Nr. 2) ist schwarz, nur durch mm-große Aggregate grüner Hornblende und tiefschwarzer Biotite fleckig aufgelockert. Sie gewinnt dadurch sozusagen ein mikro-quarzglimmerdioritisches Aussehen und kommt darin dem Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit am nächsten, der in gleicher Weise sich von der Grundmasse abhebende Plagioklasleisten trägt. Frentzel (1911, S. 142) bemerkte schon diese Schwierigkeit, die das porphyrische Aussehen der sehr feinkörnigen Gesteine mache, zwischen Gang- und Tiefengestein zu unterscheiden. Nach ihm „bleibt es lediglich dem subjektiven Empfinden überlassen".

Vorbemerkung: Die Modalanalysen wurden mit starker Vergrößerung ausgeführt. Dennoch konnte meistens die Grundmasse nicht getrennt werden, insofern nicht Erze oder stark lichtbrechende Mineralien hervorstechen. Feldspat bildet mit Quarz und Chlorit einen untrennbaren Filz winziger, einander durchspießender Kristalle.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	111	112	113
Schliffnr.	2112	2060/1	2061/3
Pl, gesamt	43,4	—	—
Pl, Einsprenglinge	—	—	13,6
Grundmasse	—	76,0	63,7
Qu	10,7	—	—
Bi	27,1	—	20,1
Hb	16,1	20,0	—
Tit	1,6	0,6	0,6
Erz	0,4	2,7	1,5
Ap	0,6	0,4	0,5
Orthit und Ep	0,1	—	—
Ep und Calcit	—	0,3	—
Punkte	2825	2671	3100

Schliffnr. 2112: Stbr. Nr. 2 (s. Abb. 2): Quarzglimmer-Dioritporphyrit
Schliffnr. 2060/1: Stbr. Nr. 30: Hornblendenadel-Dioritporphyrit
Schliffnr. 2061/3: Stbr. Nr. 42: kernsantitischer Dioritporphyrit

a) Varietät Quarzglimmer-Dioritporphyrit (Stbr. Nr. 2)

Mineralbestand: Das den feinkörnigen Quarzglimmerdioriten so täuschend ähnlich sehende Gestein muß nach dem Schliffbild als unmittelbares Derivat eines dioritischen Magmas aufgefaßt werden. Als eigenständiges Ganggestein weist es sich durch sein relativ junges Alter (s. Abb. 2), sein abgeschrecktes fluidales Gefüge, seinen Plagioklas-Chemismus und den fehlenden Kalifeldspat aus.

Plagioklas: Die Größen der Plagioklas-Kristalle schwanken von winzigen saueren Oligoklasen der Grundmasse bis zu großen basischen Einsprenglingen, die meist Labradore sind. Die mittelgroßen Kristalle sind 0,5—1 mm lang und sehr dünntafelig (ca. 0,1 mm), während die sehr großen selteneren, wohl mitgebrachten Plagioklase 1 mm (max. 1,5 mm) lang und ca. 1 mm breit und dick sind.

Zwillinge nach dem Karlsbader oder Periklingesetz sind die Regel; auch mehrfach verzwillingte Kristalle sind nicht selten. Ebenso treten zuweilen Periklinlamellen neben Albitlamellen auf. Zonarbau ist schwach mit großen Kernen entwickelt.

Chemismus der großen Einsprenglinge:

1) Kern An_{66}, 1. Zone und Entkalkungen An_{56}, Rand An_{48}, Saum An_{28}
2) Kern An_{58}, 1. Zone An_{44}, Randsaum An_{26}
3) Kern An_{67}, 1. Zone An_{48}, Saum An_{29}
4) Kern An_{56}, 1. Zone An_{40}, Saum An_{22}
5) Kern An_{68}, 1. Zone An_{54}, Saum An_{28}

Quarz: liegt in der Grundmasse oder einsprenglingsartig in bis mm-großen Pflastern vor.

Biotit: bildet xenomorphe Schüppchen, die z. T. mit Hornblende verwachsen sind.

Pleochroismus: grünlich braun (n_x); braun (n_z).

Hornblende: ist fleckig, z. T. verzwillingt und sowohl als kleine Kristalle in der Grundmasse als auch in Flecken zusammengeballt.

Pleochroismus: schilfgrün (n_x); grasgrün (n_z).

Titanit: ist xenomorph über den Schliff verstreut und bisweilen mit einem Titaneisenkern versehen. In Hornblende umgibt ihn manchmal ein schwacher radioaktiver Hof.

Erz: Ilmenit und Magnetit, vielleicht auch Hämatit.

Apatit: normal säulig.

Orthit und Epidot: treten zusammen auf, indem Klinozoisit winzige Orthitkörner ummantelt, die durch ihren radioaktiven Hof auffallen.

b) Varietät Hornblendenadel-Dioritporphyrit (Stbr. Nr. 19, 29, 30, 40)

Mineralbestand

Plagioklas: gehört mit Ausnahme sehr weniger größerer Einsprenglinge zur Grundmasse, wo er bis 0,2 mm lang wird (Längen-Breiten-Index 4 bis 10). Sein Habitus ist schmal leistenförmig, idiomorph oder xenomorph als Füllmasse.

Chemismus der Grundmasse-Plagioklase:

1) Kern An_{60}, 1. Zone An_{45}, Rand An_{27}
2) Kern An_{61} (groß), Rand An_{23}
3) Kern An_{52}, Rand und Entkalkungen An_{20}
4) Kern An_{61}, Rand An_{25}, Saum An_{23}

Kalifeldspat und Quarz: sind kaum trennbar in der Grundmasse, da sie als letzte Ausscheidungen größtenteils die Resträume einnehmen.

Hornblende: ist fast als einziges Mineral frisch. Sie bildet Nadeln von durchschnittlich 2 mm (max. 3—4 mm) Länge aus, die im Mittel etwa 0,5 mm dick sind. Zonargebaute Individuen findet man immer wieder, ferner Zwillinge und Zwillingslamellen. Ihre Regelung ist deutlich kontaktparallel. In der Grundmasse sind verschwindend wenig gleichkörnige Hornblende-Kristalle. Entgegen der Beschreibung von Voll (1960, S.347) der Oberpfälzer Nadeldiorite sind hier nicht (010) und (110) gleich stark, sondern sehr oft ist (110) stärker entwickelt.

Pleochroismus: blaß gelbbraun (n_x); hell gelbbraun bis gelbbraun (n_z).

$2V_x = 80, 84, 82, 86, 80, 85, 86, 84$; Mittel: 83° 20′
$n_z/c = 26, 20, 23.$

Titanit: xenomorph unregelmäßig, bisweilen auch um Titaneisen, manchmal als Leukoxen.

Erz: Magnetit, Ilmenit und Pyrit.

Apatit: ist schwer sichtbar idiomorph in der Grundmasse enthalten.

c) Varietät kersantitischer Dioritporphyrit (Stbr. Nr. 41, 42)

Mineralbestand

Plagioklas: Gegenüber dem Hornblendenadel-Dioritporphyrit liegen die Plagioklase wesentlich auch als Einsprenglinge vor, wogegen Hornblende in Form von Einsprenglingen zurücktritt.

Die mittlere Größe der Plagioklas-Einsprenglinge beträgt 0,5—2 mm (max. 3 mm) für die Länge, 0,5—1 mm (max. 1,5 mm) für die Breite und ca. 0,5 mm (max. 1 mm) für die Dicke.

Die Einsprenglinge sind oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Ihr zonarer Chemismus ist wegen starker Serizitisierung kaum meßbar. Lediglich die Kerne sind oft frisch. Ihr Anorthitgehalt beträgt 36, 38, 50, 45, 36, 45, 45, 31, 51, 30, 37 %.

Das Mittel der elf Messungen ergibt An_{44}.

Da der Radiusbetrag der ersten Zone etwa doppelt so groß wie der des Kernes ist, und der Anorthitgehalt dieser Zone zwischen 28 und 38 % schwankt, schätze ich den Gesamtanorthitgehalt der Plagioklas-Einsprenglinge bei sehr schmal entwickelter Rinde auf etwa An_{35-32}.

Hornblende und Biotit: sind selten als Einsprenglinge entwickelt (bis 4 mm max. Länge der Nadeln), sondern meist in der Grundmasse, doch meistens größer als die leukokraten Bestandteile. Die Hornblende ist unter Erz- und Sagenitbildung chloritisiert. Als Zwischenstadium lagen Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende vor.

Apatit: Klare, kurzprismatische Kristalle werden bis 0,2 mm lang und 0,1 mm dick.

Sekundärmineralien: haben das Gestein weitgehend verändert, ohne daß etwas darüber ausgesagt werden kann, wann ihre Bildung eingesetzt hat. Wie schon Frentzel (1911, S. 165) betont, ist es schwer vorstellbar, daß der Umwandlungsprozeß ausschließlich der Einwirkung der Verwitterung zuzuschreiben ist. So müssen wohl spätmagmatische Vorgänge z. T. dafür verantwortlich gemacht werden.

4. Granitaplite (Stbr. Nr. 2, 47) und Granitporphyre

Vorkommen: Es handelt sich bei den Granitapliten um Gänge bis 0,5 m Mächtigkeit, die nur im Peterbruch (Nr. 2) und im Bauernbergbruch (Nr. 47) nachgewiesen wurden. Sie gehören nach ihrer Lage am Rande des Massivs und gegenüber den Dioritporphyriten, von denen sie im Peterbruch Schollen führen (s. Abb. 2 und 22), zum Ganggefolge des Saldenburger Granits. In ihrer Streichrichtung von 35/75 ESE (Stbr. Nr. 47; 25—30 cm breit) und 20/40 WNW (Stbr. Nr. 2, 50 cm breit) könnten sie Teile eines langen Gangschwarms längs durch das Saldenburger Massiv sein; doch konnten nirgendwo im Massiv Äquivalente entdeckt werden. Stattdessen sind Anzeichen granitporphyrischer Nachläufer des Massivs als Gänge, Stöcke, Schlieren oder Zonen vorhanden. Allerdings nur im N-Teil trifft man selten auf solche Blöcke, deren Bild sich von Ort zu Ort wandelt.

Habitus: Während die Granitporphyre sich hauptsächlich im Gefüge von der Normalfazies des Saldenburger Granits unterscheiden, kommen bei den Granitapliten noch die bezeichnende Gangstruktur und ihre aplitische Mineralzusammensetzung hinzu.

Die Granitporphyre zeichnen sich durch vereinzelte große, bis 2 cm lange Kalifeldspateinsprenglinge und durch teils idiomorphe Quarze sowie bisweilen idiomorphe Biotiteinsprenglinge von jeweils bis 0,5 cm Durchmesser in einer feinkörnigen bis mittelkörnigen Grundmasse aus. Muskovit kommt mitunter vor. Die Granitaplite tragen mehr Gangeigenschaften, sind bei

wenigen, überdurchschnittlich großen (max. 1 cm lang) Kalifeldspäten feinkörnig und schließen gern Nebengesteine bis zu Faustgröße ein. Die klaren, mehr oder minder runden Quarzkörner sind z. T. 1—2 mm große Einsprenglinge.

Modaler Stoffbestand

Lfd. Nr.	114	115	116	117	118
Schliffnr.	2058/1	2058/2	2058/3	Mittel	6832
Pl	34,5	37,4	37,2	36,4	37,9
Kf	32,5	32,5	30,3	31,8	28,6
Qu	29,1	26,5	28,5	28,0	29,8
Bi	2,8	2,5	2,9	2,7	3,0
Erz	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Ap	0,9	0,9	0,9	0,9	0,5
Punkte	4959	5477	5129	15565	2754

Schliffnr. 2058/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 2 (Gang s. Abb. 2)
Schliffnr. 2058/1, 2 und 3: Stbr. Nr. 2 (Gang, 0,5 m breit)

Mineralbestand: Als porphyrische Einsprenglinge kommen Plagioklase, Mikrokline und Quarze, alle etwa in der gleichen Größe von 2 mm (max. 5 mm) vor. Nur wenige Mikrokline werden bis 10 mm (vereinzelt 20 mm lang.

Plagioklas: Die Einsprenglinge müssen von den Kristallen der Grundmasse streng geschieden werden, da sie nicht an der Zusammensetzung der Schmelze beteiligt waren, aus der sich die Grundmasse bildete. Die Plagioklase der Grundmasse sind nicht zonar gebaut. Sie werden allseitig von Kalifeldspat verdrängt. An Zwillingen sind neben Albit-, Karlsbader und Periklinzwillingen auch solche nach dem Manebacher Gesetz zu finden. Mehrfach verzwillingte Kristalle sind nicht häufig.

Der Chemismus der durchweg serizitisierten Einsprenglinge beträgt An_{28}, An_{30}, An_{32}, An_{32}, An_{35}, im Mittel etwa An_{32-30}; die frischen Plagioklase der Grundmasse dagegen haben nur einen Anorthitgehalt von 5—12 %.

Kalifeldspat: als Orthoklas und Mikroklin greift den Plagioklas stark an. Nur die Einsprenglinge besitzen bevorzugt Zwillingsbau. Neben dem Karlsbader ist auch das Bavenoer Gesetz schwach vertreten. Mitunter sind Quarz-Kalifeldspat-Verwachsungen entwickelt und zwar orientierte, siebartige Strukturen mit Anklängen an schriftgranitische Verwachsungen.

Quarz: erscheint undulös.

Biotit: ist trotz frischen Materials von grüner Farbe und sekundär umgewandelt. Er bildet spärlich schmale, unscheinbare Fetzen.

Erz: ist z. T. sekundär aus Biotit als Hämatit entstanden.

Apatit: findet sich entweder in Form winziger Nadeln oder säulig mit Durchmessern bis 0,3 mm (max. 0,5 mm).

Sillimanit: ist wechselhaft verteilt. Er durchstäubt wolkenartig die leukokraten Bestandteile.

5. Alkaliaplit (Stbr. Nr. 50)

Literatur: Frentzel beschrieb im Jahre 1911 (S. 175—176) ein Ganggestein im Saldenburger Granitmassiv, das in die Gruppe der Alkaliaplite gehört, und teilte eine chemische Analyse mit.

Vorkommen: In einem völlig überwachsenen alten Steinbruchsgraben (Nr. 50) im Walde findet man mit etwas Glück noch einige Brocken des gangförmigen Gesteins. Das Vorkommen ist wohl das einzige seiner Art.

Habitus: Das etwas seltsame Gestein fällt aus der Reihe der gewohnten Ganggesteine heraus. Sein sehr dichtes Gefüge zeigt winzige schwarze Punkte. Abwechselnd grauweiße und gerötete Partien lassen offen, ob eine sekundär hydrothermale Rotfärbung die Ursache davon ist oder eine ausbleichende Verwitterung. Noch eigenartiger muten Stücke an, die muschelig und splittrig brechen, grauem Quarz ähnlich sehend, fast kryptokristalline Struktur haben, aber wie der reine Alkaliaplit schwarz punktiert sind. Statt der schwarzen Punkte finden sich auch winzige, kugelige Hohlräume, z. T. mit einer weißen Substanz gefüllt, die vielleicht Kaolin ist. Neben den Hohlräumen sprechen einige cm-lange Spalten für eine rasche Abkühlung dieses Gesteins. Ich bin geneigt, diese quarzreichen Stücke als eine Salbandfazies des Alkaliaplites anzusehen.

6. Pfahlquarzgänge und Mylonitzonen

Literatur: Schon C. W. v. Gümbel (1868, S. 651) hat sehr aufmerksam die Quarzgänge verfolgt. Er erwähnt sie aus dem Gebiet zwischen Englburg und Neukirchen.

Scholtz (1927, S. 169) spricht nur von einigen cm-breiten Quarzgängchen im Stbr. Herrenholz (Nr. 48).

Vorkommen: Pfahlquarzgänge und Mylonitzonen begleiten innerhalb des Intrusivgebietes den Vorgang der Hebung und haben nur geringe tektonische Wirkung, während sie im S bei Aicha anhaltender, intensiver und wohl auch häufiger tätig waren. Es lassen sich in der Hauptsache zwei Richtungen unterscheiden, die sich in der Regel mit den beiden Typen von Zerrüttungszonen decken. Parallel oder als Scherbewegungsbahn spitzwinklig zum Nebenpfahl S Aicha, der, nicht mehr im Kartierungsgebiet, von Iggensbach über Aicha nach Hals bei Passau verläuft, tastet eine Mylonitzone etwa dem Gneis/Granit-Kontakt am S-Rand des Intrusivgebietes nach. Gegenüber diesen NW-streichenden Zonen nehmen sich die NS-Zerrüttungszonen zwischen Saldenburg und Matzersdorf (Bl. Tittling) im N und Pilling (Bl. Hutthurm) im S klein aus. Immerhin war ihre Wirkung morphologisch nachhaltig.

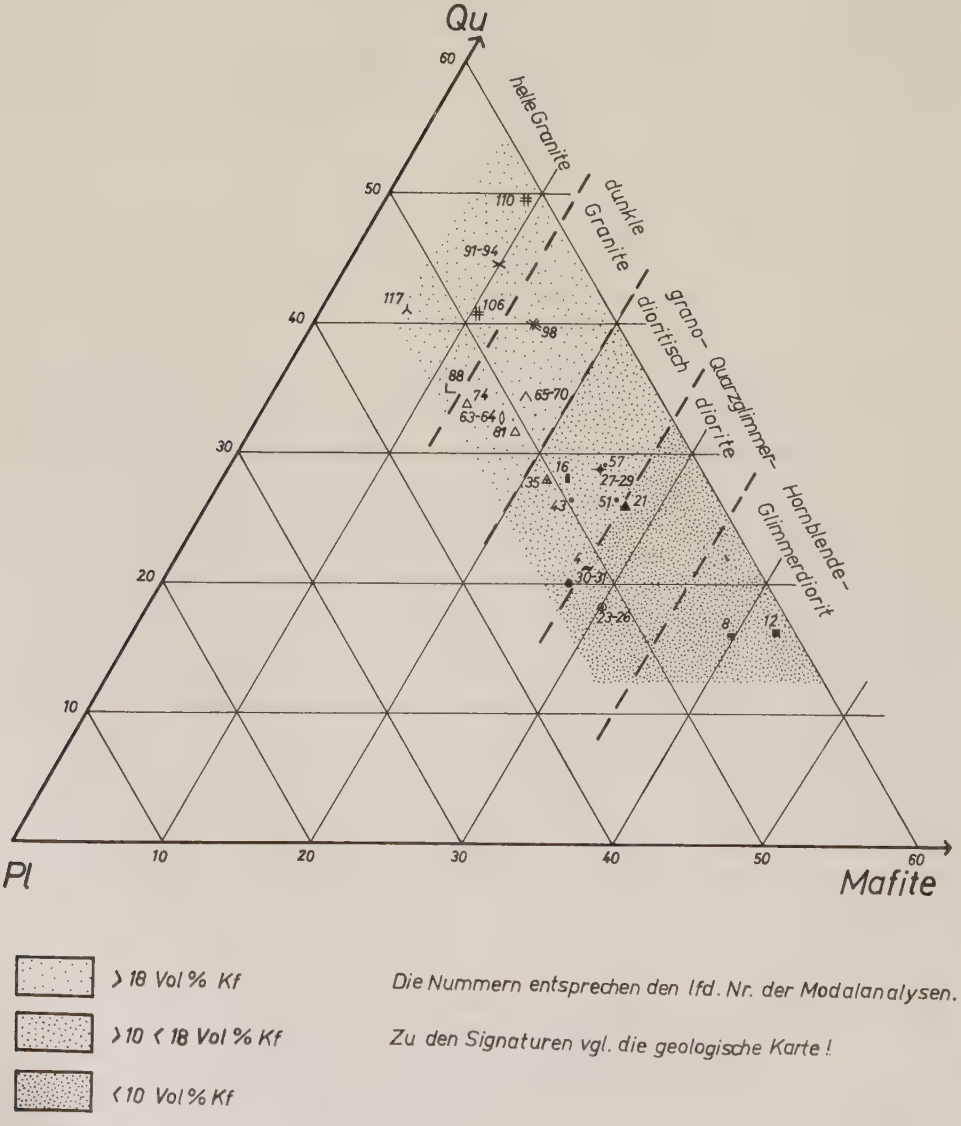
Daneben gibt es noch einige kürzere Mylonitzonen mit weniger Quarzförderung E Gumpenreit (Bl. Grafenau) und E Wiesen (Bl. Schöllnach). Sie sind dafür hydrothermal stark gerötet und haben z. T. erhöhte Konzentration an radioaktiven Substanzen. Auch einige Stellen am Rothauer See (Bl. Tittling) liegen um ein mehrfaches über dem Durchschnitt der Strahlungswerte. Hier und weiter nördlich bis über Saldenburg hinaus treten gelegentlich im Walde reine Pfahlquarzgänge von geringer Mächtigkeit auf (nach Lesesteinen geschätzt bis ca. 1 m breit), die das Ausklingen der Bewegungen nach N anzeigen.

Auf eine frühe Form dieser Spalten möchte ich den Alkaliaplitgang (Stbr. Nr. 50) zurückführen. Im S dagegen kam es stellenweise zu Verschieferungen von Graniten in beträchtlicher Teufe (s. Kap. „mylonitisierte Zweiglimmergranite", S. 69).

Die Altersstellung der Mylonitzonen zu den Dioritporphyriten ist an wenige Beobachtungen geknüpft. 1 km SSW Eisensteg (Bl. Tittling) begleitet ein Hornblendenadel-Dioritporphyrit von mindestens 1 m Breite eine Mylonitzone, doch die tiefe Verwitterung läßt eine Beanspruchung nicht mehr einwandfrei erkennen (bei Ausschachtungsarbeiten der Werkzeugfabrik am Haltepunkt Englburg).

Im Bahnhofsbruch Fürstenstein (Nr. 29) ist ein schmälerer Gang von einer kleinen Mylonitzone zerrüttet und überprägt worden. Das steht in klarem Gegensatz zu Beobachtungen auf Bl. Regen, wo alle Dioritporphyrite jünger als die Pfahltektonik sind (vgl. auch Frentzel 1911, S. 189). Der Verdacht des Verfassers, daß die Bewegung bei Aicha und damit zusammenhängend die innerhalb des Intrusivgebietes jünger als die Haupttätigkeit am Pfahl und eher dem Donaurandbruch zuzuordnen sind, bleibt bestehen. Ihre erste Anlage dürfte bereits im Ausklingen der variskischen Gebirgsbildung erfolgt sein, doch haben sich sicher noch im vorobermiozänen Tertiär Bewegungen abgespielt.

Habitus: Die Pfahlquarzgänge im Saldenburger Massiv sind zum großen Teil von einer emailleweißen Farbe und führen bisweilen drusenartige Hohlräume mit schmutzigen Quarzpyramiden. Die kleinen Gänge, die im Süden von Bl. Tittling und auf Bl. Hutthurm in den Mylonitzonen stecken, sind viel unreiner. Im Anstehenden sind sie ebenfalls nie anzutreffen. In den Talläufen, die Mylonitzonen nachzeichnen, liegen verstreut schwer verwitterbare Quarzbrocken umher.



Diagr. 1. Modaler Stoffbestand (Mittelwerte).

B. Petrochemische Beschreibung

Vorbemerkung: Die petrochemische Analyse des Intrusivgebietes gründet sich im wesentlichen auf 18 chemische Analysen, die mit den gleichen Methoden von demselben Analytiker gewonnen wurden, und auf die daraus errechneten normativen Stoffbestände.

Diese werden mit den modalen Stoffbeständen derselben Proben verglichen. Deshalb sind jeweils die laufenden Nummern der betreffenden Modalanalysen angegeben. Durch Zusatz der Steinbruchsnummern soll die Lokalisierung erleichtert werden.

Methode: Die Umrechnung der chemischen Analysen in die normativen Mineralbestände wurden über die Niggli'sche Äquivalentnorm molekularer Äquivalentzahlen der gesteinsbildenden Oxyde durchgeführt. Dies soll ermöglichen, von dem starren Muster reiner „Norm-Mineralien", wie es die CPIW-Norm bietet, loszukommen und mit dem modalen Mineralbestand vergleichbare Werte sowie Reaktionsbeziehungen zu erhalten, wie sie z. B. an den Diorit/Granit-Kontakten vorliegen.

Leider konnten in diesem Zusammenhang noch keine analysierten Beispiele natürlich auftretender gesteinsbildender Mineralien in die Formeln der idealisierten Standard-Mineralien eingesetzt werden, da brauchbare Mineralanalysen fehlen.

Die Berechnung selbst erfolgte über eine sogenannte „Basis", d. h. eine chemische Gesteinszusammensetzung mit Äquivalentzahlen der gesteinsbildenden Oxyde, die jeweils auf 100% berechnet sind. Die Glieder dieser Reihe lassen sich nach einfachen Formeln vielfach ineinander überführen und zu Mineralien zusammensetzen. So können z. B. aus Mg- bzw. Fe-Silikat verschiedene Varianten von Hornblende und Biotit gebildet werden, indem or-Komponente etc. zugesetzt wird.

Die Methode hat manche Fehlerquellen mit der CPIW-Norm gemeinsam. Die größte Fehlerquelle, die idealisierter Mineralzusammensetzungen, läßt sich in Zukunft, sobald Mineralanalysen vorliegen, beseitigen.

Die Abweichungen des normativen Stoffbestandes vom modalen sind in ihrer Richtung und Größe allen analysierten Gesteinen mehr oder minder gemeinsam. Für die dioritischen Gesteine gilt: Die Normwerte für Plagioklas und seinen Anorthit-Gehalt sowie für den Kalifeldspat liegen höher als im Modus. Im Durchschnitt sind die Kalifeldspatzahlen in der Norm um $^1/_3$ höher, die Plagioklaszahlen um $^1/_8$ (ihr Anorthit-Gehalt gar um $^1/_6$).

Andererseits erreichen die Normwerte für Biotit nur $^2/_3$ der gemessenen Werte des Modus. Die Hornblende bleibt um $^1/_{10}$ hinter den Moduswerten zurück. Der Phosphor wurde insgesamt in Apatit verrechnet, ohne daß Halogenide oder Kristallwasser berücksichtigt wurden. Der modale Apatit kann fast doppelt so hoch sein wie der normative.

Schwierigkeiten bei der Umrechnung bereitet der Titanit, da nach dem Schliffbefund in den meisten Fällen nur ein Teil von TiO_2 in Titanit gebunden ist. Es wird der Wert für Titanoxyd in Rutildichte angegeben, der mit dem Faktor 2,5 zu multiplizieren ist, um den maximalen normativen Titanit zu erhalten. Er ist am Ende der Tabelle getrennt angeführt.

Als Magnetit ist Fe''' berechnet. Es war nicht möglich, diesen Wert in Erzmineralien und andere gesteinsbildenden Mineralien aufzutrennen, da ihre Verteilung im Gestein bzw. ihre chemische Zusammensetzung noch fiktiv ist.

Der Rechnungsgang sei anhand eines Beispiels skizziert. Die gewichtsprozentischen Werte der chemischen Analyse werden durch Division der Formelgewichte in tausendfache atomare Äquivalentzahlen umgesetzt. Diese lassen sich in einfache Basisverbindungen (oft hypothetischer Mineralien) bis zu einem Rest von freiem Quarz auftrennen. Die Summen der Anteile, welche z. B. als Alkalialumosilikate oder Mg-Silikat aus den chemisch analysierten Oxyden gebildet werden, werden prozentual zu einer sog. „Basis" zusammengefügt. Sie bildet die Grundlage für verschiedene Varianten, d. h. durch Kombination der Basiskomponenten können die ver-

schiedenen gesteinsbildenden Mineralien ermittelt werden, wie es jeweils die optische Analyse verlangt. Für den Eberhardsreuther Granit (chem. Anal. Nr. 25) wird das gesamte Ca-Aluminat folgendermaßen in Anorthitmolekül überführt:

$$6{,}4 \cdot {}^1/_3\ (CaO \cdot Al_2O_3) + 4{,}2\ SiO_2 = 10{,}6\ \text{Anorthit}$$

Der Biotit des gleichen Gesteins entsteht aus folgenden mit Mineralnamen bedachten Teilen:

4,5 Hypersthen + 1,8 Enstatit + 5,2 Orthoklas = 8,4 Biotit + 3,1 Quarz

Er entspricht im vorliegenden Fall also der normativen Formel: $(Fe_{4{,}5}; Mg_{1{,}5}) \cdot K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\ SiO_2 \cdot (2\ H_2O)$. Sie drückt ein Mg-Fe-Verhältnis von ca. 1 : 3 aus (s. S. 120). In ähnlicher Weise wurde die Hornblende aus der Standardformel $4\ CaO \cdot 8\ (Mg; Fe)\ O \cdot 2\ Al_2O_3 \cdot 14\ SiO_2 \cdot (2\ H_2O)$ errechnet.

Nomenklatur: Die Symbole der Norm-Minerale Albit (= ab), Anorthit (= an), Plagioklas (= pl), Kalifeldspat (= or) und Quarz (= qu) sind als einfache idealisierte Formeln eingeführt, während Biotit (= bi) und Hornblende (= hb) als Mischglieder der Basisverbindungen $MgSiO_3$, $FeSiO_3$ und $CaSiO_3$ unter Zusatz von or und qu gebildet sind.

Der hohe Erzwert (Magnetit = mt) ergibt sich aus dem gesamten Fe‴ der Analyse, eine Ungenauigkeit, die durch Autometasomatose des Gesteins nach der Kristallisation verstärkt wird. Der zu niedrige Normwert von Apatit (= ap) erklärt sich einmal aus der Vernachlässigung von H_2O und F, ein andermal aus der unwillkürlichen Überbetonung des Apatits in der modalen Schliffvermessung aufgrund der hohen Lichtbrechung des Minerals. Dieser Fehler macht im allgemeinen bei den dioritischen Gesteinen $^1/_5$ bis $^1/_3$ des Gesamtgehaltes an Apatit aus, da in ihnen der Apatit in Nadelform vorliegt (s. o.).

Darstellung: Um die Normwerte gut mit den modalen vergleichen zu können, wurden sie ausnahmslos in Vol% umgerechnet. Dabei wurden folgende Dichten verwendet: D_{pl} ($D_{an} = 2{,}76$; $D_{ab} = 2{,}62$); $D_{or} = 2{,}57$; $D_{qu} = 2{,}65$; $D_{bi} = 3{,}00$; $D_{hb} = 3{,}20$; $D_{Rutil} = 4{,}23$; $D_{mt} = 5{,}20$; $D_{ap} = 3{,}18$; $D_{Korund} = 4{,}0$.

Von den Darstellungen des chemischen Stoffbestandes der Intrusivgesteine bedarf Diagramm 2 einer kurzen Erläuterung. Das Dreiecksdiagramm, in dem die pauschalchemischen Analysen dargestellt werden, bildet die Beziehungen zwischen den Komponenten Q (= freier Quarz), L (= lenads, d. h. die Feldspatsubstanz) und M (= mafische Komponenten, d. i. der Rest) ab.

Sämtliche Analysen in dem Diagramm stammen von demselben Analytiker, so daß Differenzen infolge verschiedener Bearbeiter und Methoden ausgeschlossen sind.

Die drei Komponenten wurden aus den Äquivalentzahlen der gesteinsbildenden Oxyde prozentual berechnet.

Diagramm 2 zeigt wie Diagramm 1, daß Unterschiede der Differentiation und damit auch der Systematik am besten an den dunklen Komponenten ablesbar sind, die im vorliegenden Falle im guten Einvernehmen mit dem Anorthitgehalt der Plagioklase stehen.

Tabelle 2

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	1	2	3	4	5
SiO_2	60,23	57,08	57,40	54,80	57,60
TiO_2	0,94	0,98	1,44	1,60	1,46
Al_2O_3	18,02	16,32	16,22	18,02	16,15
Fe_2O_3	1,77	2,30	1,68	1,74	1,13
FeO	4,04	4,77	5,25	5,48	6,14
MnO	0,09	0,10	0,11	0,42	0,07
MgO	2,43	5,01	4,55	3,62	3,25
CaO	5,24	5,70	6,02	6,90	5,61
Na_2O	3,26	3,02	3,15	2,97	2,80
K_2O	2,59	2,80	2,67	2,19	4,05
P_2O_5	0,33	$0,25_7$	0,45	0,26	0,82
H_2O^+	0,69	1,33	0,94	1,35	0,98
H_2O^-	0,14	0,10	0,11	0,25	n. b.
S	0,03	$0,02_1$	$0,06_6$	n. b.	0,06
Cl	0,00	0,00	Sp	n. b.	BaO 0,11
Summe	99,80	99,788	100,056	99,60	100,23

Niggli-Werte:					
si	204	173	173	161,5	181
ti	2,4	2,2	3,3	n. b.	3,4
p	0,5	0,3	0,6	n. b.	1,1
h	7,8	13,2	9,5	n. b.	10,3
al	36,0	28,8	28,8	31,2	30,0
fm	28,1	39,2	37,5	34,4	34,3
c	19,1	18,0	19,3	21,8	19,0
alk	16,8	14,0	14,4	12,6	16,7
k	0,35	0,26	0,36	0,33	0,49
mg	0,43	0,56	0,54	0,46	0,44
c/fm	0,68	0,46	0,53	0,63	0,56
qz	+ 37	+ 17	+ 15	+ 11	+ 14

Nr. 1: Plagioklasdiorit von Unterpolling, Stbr. Nr. 7, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanl. Nr. 1—4.

Nr. 2 und 3: Hornblende-Glimmerdiorit, Stbr. Nr. 1, Anal.: K. Pötzl, Nr. 2 zu Modalanl. Nr. 9—12, Nr. 3 zu Modalanl. Nr. 5—8.

Nr. 4: „Redwitzit", Wölsauer Höhe (Bl. Marktredwitz), Anal.: Abele, aus: Wurm 1932 und 1961.

Nr. 5: monzonitischer Quarzglimmerdiorit von Dornach, Oberösterreich, Anal.: A. Köhler, aus: Köhler 1931.

Tabelle 3

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	6	7	8	9	10
SiO_2	66,66	64,90	61,20	61,23	65,92
TiO_2	1,12	1,44	1,70	0,98	0,81
Al_2O_2	15,52	16,02	15,89	16,97	16,89
Fe_2O_3	1,01	1,12	0,41	2,83	1,22
FeO	3,64	3,80	5,73	3,19	3,06
MnO	0,06	n.b.	0,06	n.b.	Sp
MgO	1,02	2,27	2,35	2,59	1,21
CaO	2,59	3,30	4,46	3,94	2,81
Na_2O	4,15	3,69	4,34	3,19	3,96
K_2O	2,58	2,00	2,46	2,88	3,33
P_2O_5	$0,35_6$	0,29	0,55	0,92	0,61
H_2O^+	0,75	0,55	0,83	n.b.	0,88
H_2O^-	0,26	0,08	0,05	n.b.	
S	$0,00_4$	n.b.	SO_3 0,21	n.b.	n.b.
Cl	Sp	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Co_2	0,00	0,20	0,00	n.b.	n.b.
Summe	99,720	99,66	100,24	100,25	100,70

Niggli-Werte:					
si	291	258	215	220	271
ti	3,7	4,3	4,5	n.b.	2,5
p	0,7	5,0	0,8	n.b.	1,1
h	10,8	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
al	39,8	37,5	33	35,9	41
fm	23,4	29,5	30	31,2	22
c	12,0	14	17	15,2	12,5
alk	24,8	19	20	17,7	24,5
k	0,29	0,26	0,27	0,37	0,36
mg	0,28	0,46	0,40	0,49	0,34
c/fm	0,51	0,48	0,56	0,49	0,57
qz	+ 92	+ 82	+ 35	+ 49	+ 73

Nr. 6: Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit, Burg Fürstenstein, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 13—16.

Nr. 7: Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit, hornfelsartige Scholle, Stbr. Nr. 34, Anal.: W. Schäfer, aus: Drescher 1930, S. 506.

Nr. 8: Steininger Quarzglimmerdiorit, Stbr. Nr. 12 oder 13, Anal.: W. Schäfer, aus: Drescher 1930, S. 504.

Nr. 9: Quarzglimmerdiorit, „Paradiorit" Hegemanns, Krottenthal NE Roßbach/Oberpfalz, Anal.: ?, aus: Hegemann 1931, S. 401 f.

Nr. 10: Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen, Stbr. Nr. 14, Anal.: F. K. Drescher, aus: Drescher 1930, S. 499.

Tabelle 4

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	11	12	13	14
SiO_2	62,71	62,75	65,31	64,36
TiO_2	0,64	1,04	0,75	1,00
Al_2O_3	17,62	17,65	16,48	16,71
Fe_2O_3	1,50	0,57	0,96	1,44
FeO	3,59	3,37	3,16	3,14
MnO	0,08	0,08	0,08	0,07
MgO	1,63	1,90	1,42	1,87
CaO	4,48	4,12	3,48	3,98
Na_2O	3,73	3,60	3,55	3,66
K_2O	2,44	2,82	3,23	3,19
P_2O_5	0,37$_6$	0,40	0,32	0,06
H_2O^+	0,86	0,96	0,64	0,51
H_2O^-	0,13	0,19	0,12	0,28
S	0,00$_4$	SO_3 Sp	Sp	S 0,03
Cl	Sp	n.b.	n.b.	BaO 0,06
CO_2	n.b.	0,12	0,07	0,04
Summe	99,780	99,57	99,57	100,46

Niggli-Werte:				
si	232	238	265	246
ti	1,9	3,0	2,3	3,0
p	0,6	0,6	0,5	0,1
h	10,6	n.b.	n.b.	6,5
al	38,5	39,5	39,5	37,5
fm	24,6	24,0	23,0	25,0
c	17,7	16,5	15,0	16,2
alk	19,2	20,0	22,5	21,3
k	0,30	0,34	0,37	0,36
mg	0,37	0,48	0,38	0,42
c/fm	0,72	0,70	0,67	0,65
qz	+ 55	+ 58	+ 75	+ 61

Nr. 11: Titanitfleckendiorit oder Englburgit, Stbr. Nr. 36, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 18—21.

Nr. 12: Titanitfleckendiorit oder Englburgit, Stbr. Nr. 29, Annal.: W. Schäfer, aus: Drescher 1927.

Nr. 13: Titanitfleckendiorit oder Englburgit, Stbr. Nr. 31, Anal.: W. Schäfer, aus: Drescher 1927, S. 286 und Tröger 1939, S. 55.

Nr. 14: Titanitfleckendiorit, Stbr. Julbach/Oberösterreich, Anal.: Prodinger, Fabich, aus: Fabich 1953, S. 6 und Köhler & Exner 1954, S. 217.

Tabelle 5

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	15	16	17
SiO_2	63,96	63,87	63,19
TiO_2	0,45	1,02	0,87
Al_2O_3	18,85	16,24	17,65
Fe_2O_3	1,36	1,39	1,54
FeO	3,20	3,31	2,62
MnO	0,06	0,07	0,005
MgO	0,08	1,81	1,97
CaO	3,43	3,89	3,98
Na_2O	3,82	4,30	4,09
K_2O	3,48	3,28	3,16
P_2O_5	0,46	0,35	0,08
H_2O^+	0,83	0,44	0,55
H_2O^-	0,02	0,28	0,32
S	$0,00_5$	0,03	0,06
Cl	Sp	0,027	Sp
Co_2	n.b.	0,09	0,17
Summe	100,005	100,397	100,265
Niggli-Werte:			
si	269	240	235
ti	1,4	3,0	2,4
p	0,9	0,6	0,2
h	11,6	5,5	6,8
al	46,6	36,0	38,6
fm	13,1	24,8	23,4
c	15,5	15,8	15,8
alk	24,8	23,4	22,2
k	0,37	0,34	0,30
mg	0,03	0,41	0,47
c/fm	1,18	0,64	0,67
qz	+ 70	+ 46	+ 46

Nr. 15: Tittlinger Mischdiorit oder Titanitfleckendiorit-Mischdiorit, Stbr. Nr. 36, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanl. Nr. 32—35.

Nr. 16: Titanitfleckengranit, Stbr. Breitenstein bei Aigen/Oberösterreich, Anal.: Fabich, aus: Fabich 1953 und Köhler & Exner 1954, S. 218.

Nr. 17: Titanitführender Feinkorngranit, Stbr. Geiselreith Süd bei Aigen/Oberösterreich, Anal.: Fabich, aus: Fabich 1953 und Köhler & Exner 1954.

Tabelle 6

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	18	19	20	21
SiO_2	63,76	63,49	65,21	63,51
TiO_2	0,79	0,98	1,02	0,66
Al_2O_3	15,28	15,33	15,40	16,79
Fe_2O_3	1,77	1,60	1,46	0,92
FeO	4,08	3,90	3,53	2,29
MnO	$0,09_7$	$0,07_5$	$0,04_0$	0,03
MgO	2,36	1,84	1,62	1,53
CaO	3,51	3,70	3,09	4,08
Na_2O	2,99	3,46	3,29	3,39
K_2O	4,21	4,27	3,98	5,98
P_2O_5	$0,22_5$	$0,30_4$	0,29	0,17
H_2O^+	0,73	0,76	0,76	0,33
H_2O^-	0,05	0,09	0,13	0,13
S	$0,02_1$	$0,01_7$	$0,01_1$	0,03
Cl	Sp	0,00	0,00	Sp
CO_2	n. b.	n. b.	n. b.	0,21
BaO	n. b.	n. b.	n. b.	0,23
Summe	99,863	99,816	99,831	100,28

Niggli-Werte:				
si	239	241	266	242
ti	2,2	2,9	3,2	2,0
p	0,3	0,5	0,5	0,2
h	9,1	9,6	10,3	4,2
al	33,7	34,3	36,9	37,7
fm	31,3	27,5	26,6	18,6
c	14,0	15,1	13,4	16,6
alk	21,0	23,1	23,1	27,1
k	0,48	0,45	0,44	0,54
mg	0,42	0,38	0,37	0,46
c/fm	0,45	0,55	0,50	0,89
qz	+ 55	+ 59	+ 74	+ 34

Nr. 18: Hornblende-Biotit-Fleckengranit, Stbr. Nr. 26, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 40—43.

Nr. 19: Hornblende-Biotit-Fleckengranit, Stbr. Nr. 16, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 48—51.

Nr. 20: Hornblende-Biotit-Fleckengranit, Stbr. Nr. 22, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 54—57.

Nr. 21: Hornblende-Granit, Stbr. Geiselreith Süd bei Aigen/Oberösterreich, Anal.: Fabich, Prodinger, aus: Fabich 1953 und Köhler & Exner 1954.

Tabelle 7

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	22	23	24	25
SiO_2	68,42	70,63	59,24	69,17
TiO_2	0,52	0,25	0,22	0,46
Al_2O_3	16,30	15,64	17,37	16,01
Fe_2O_3	1,10	0,72	0,26	0,49
FeO	2,13	1,82	2,51	2,31
MnO	0,07	0,05	Sp	0,06
MgO	1,20	0,44	0,78	0,68
CaO	2,32	2,36	1,94	2,26
Na_2O	3,40	3,59	3,39	4,02
K_2O	3,91	3,62	4,05	4,38
P_2O_5	$0,51_5$	$0,15_6$	0,08	0,11
H_2O^+	0,31	0,45	0,43	0,21
H_2O^-	0,09	0,07	n. b.	0,08
S	$0,00_4$	$0,00_8$	n. b.	$0,00_2$
Cl	Sp	—	n. b.	—
CO_2	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Summe	100,289	99,804	100,27	100,242
NIGGLI-Werte:				
si	304	350	320	316
ti	1,7	1,0	n. b.	1,5
p	1,0	0,3	n. b.	0,2
h	4,6	7,4	n. b.	3,2
al	42,7	45,2	47,5	43,0
fm	20,6	13,6	16,0	15,2
c	11,1	12,6	9,5	11,0
alk	25,6	28,6	27,0	30,8
k	0,43	0,40	0,45	0,42
mg	0,39	0,24	0,34	0,30
c/fm	0,54	0,93	0,59	0,72
qz	+ 102	+ 136	+ 112	+ 93

Nr. 22: Tittlinger Granit, Stbr. Nr. 41, Anal.: K. PÖTZL, zu Modalanal. Nr. 71—74.

Nr. 23: Tittlinger Granit, Stbr. Nr. 45, Anal.: K. PÖTZL, zu Modalanal. Nr. 78—81.

Nr. 24: Plöckinger Granit (Typus Mauthausen), Stbr. Fa. Kastner & Co. bei Plöcking/Oberösterreich, Anal.: H. SCHARBERT, aus: SCHARBERT 1955, S. 156.

Nr. 25: Eberhardsreuther Granit, Stbr. Nr. 47, Anal.: K. PÖTZL, zu Modalanal. Nr. 85—88.

Tabelle 8

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	26	27	28	29
SiO_2	70,94	69,72	69,86	69,23
TiO_2	0,46	0,47	0,53	0,59
Al_2O_3	14,38	14,93	14,52	14,24
Fe_2O_3	0,89	0,23	1,35	2,30
FeO	2,06	2,58	2,40	1,88
MnO	0,05	0,04	0,03	0,03
MgO	0,70	1,14	0,99	0,84
CaO	1,13	1,60	0,81	1,55
N_2O	3,33	2,68	2,58	2,82
K_2O	5,33	5,35	5,38	5,35
P_2O_5	0,21	0,23	0,29	0,27
H_2O^+	0,42	0,71	0,71	0,82
H_2O^-	0,04	n. b.	n. b.	n. b.
S	$0,00_6$	0,04	0,02	0,03
Cl	—	BaO 0,06	n. b.	n. b.
Summe	99,946	99,78	99,47	99,95
Niggli-Werte:				
si	360	338	346	334
ti	1,7	n. b.	n. b.	n. b.
p	0,5	n. b.	n. b.	n. b.
h	7,1	n. b.	n. b.	n. b.
al	42,9	42,7	43,4	40,4
fm	17,4	19,7	22,6	23,0
c	6,2	8,4	4,4	7,8
alk	33,5	29,2	29,6	28,8
k	0,51	0,57	0,62	0,54
mg	0,30	0,42	0,38	0,26
c/fm	0,36	0,43	0,20	0,35
qz	+ 126	+ 122	+ 128	+ 119

Nr. 26: Hybridgranit, Stbr. Nr. 9, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 95—98.

Nr. 27: Schärdinger Granit, „Stuag"-Stbr. bei Allerding aus: Horninger 1936.

Nr. 28 und 29: Oberviechtacher Granit, feinkörniger Biotitgranit, 1 km E Obermurach/Oberpfalz, Anal.: K. Pötzl, aus: Düsing 1959.

Tabelle 9

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	30	31	32	33	34
SiO_2	71,91	74,53	72,60	71,48	73,59
TiO_2	0,38	0,22	0,32	0,35	0,13
Al_2O_3	14,43	14,08	14,06	15,21	14,62
Fe_2O_3	0,48	0,79	0,28	0,65	0,73
FeO	1,88	1,32	2,21	1,45	0,61
MnO	0,05	0,03	0,10	0,03	0,02
MgO	0,10	0,11	0,38	0,92	0,39
CaO	1,04	0,77	0,89	1,14	0,78
Na_2O	3,17	3,29	2,96	2,62	3,04
K_2O	5,52	4,64	5,31	5,65	4,86
P_2O_5	$0,19_3$	$0,08_2$	0,15	0,04	0,37
H_2O^+	0,69	0,31	0,74	0,74	0,50
H_2O^-	0,01	0,13	n. b.	n. b.	n. b.
S	$0,00_3$	$0,00_5$	—	0,09	n. b.
Cl	—	Sp	n. b.	ZrO_2 0,04	n. b.
CO_2	—	n. b.	BaO 0,03	BaO 0,03	n. b.
Summe	99,856	100,307	100,03	100,44	99,64
NIGGLI-Werte:					
si	394	437	399	368	435
ti	1,6	1,1	1,3	1,7	0,6
p	0,5	0,2	0,4	0,1	1,0
h	11,0	6,0	13,6	12,7	10,0
al	46,5	48,4	45,5	46,1	51,0
fm	11,2	10,8	14,8	15,9	8,4
c	6,2	4,7	5,3	6,3	4,8
alk	36,1	36,1	34,4	31,6	35,8
k	0,53	0,48	0,54	0,59	0,51
mg	0,06	0,07	0,21	0,44	0,25
c/fm	0,55	0,44	0,36	0,40	0,57
qz	+ 150	+ 193	+ 161	+ 142	+ 192

Nr. 30: Saldenburger Granit, Stbr. Nr. 49, Anal.: K. PÖTZL, zu Modalanal. Nr. 103—106.

Nr. 31: Saldenburger Granit, Stbr. Nr. 23, Anal.: K. PÖTZL, zu Modalanal. Nr. 107—110.

Nr. 32: Granit Typus Eisgarn, Stbr. N Gmünd im Grillensteiner Wald / NW-Waldviertel, Anal. A. KÖHLER, aus: KÖHLER 1931.

Nr. 33: Granit von Falkendorf, Typus Eisgarn, Stbr. Falkendorf / NW-Waldviertel, Anal.: M. v. HEGEDÜS, aus: HEGEDÜS & KÖHLER 1938.

Nr. 34: Flossenbürger Granit, Anal.: FRESENIUS 1954, aus: STRUNZ 1953/55.

Tabelle 10

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	35	36	37	38	39
SiO_2	56,89	60,23	56,54	57,94	61,18
TiO_2	1,02	1,01	0,65	0,91	0,69
Al_2O_3	18,71	16,26	18,14	15,53	16,97
Fe_2O_3	2,13	1,95	1,24	1,44	0,74
FeO	3,67	2,98	3,19	4,69	4,28
MnO	0,09	0,07	0,13	0,12	0,06
MgO	4,07	3,38	3,54	5,67	2,76
CaO	5,50	5,50	4,08	4,41	3,88
Na_2O	3,32	4,22	3,50	2,80	3,63
K_2O	2,30	2,77	3,88	4,19	4,88
P_2O_5	0,457	0,24	0,51	0,25	0,13
H_2O^+	1,81	0,90	2,48	1,31	0,51
H_2O^-	0,31	0,64	0,40	0,47	0,33
S	$0,00_9$	0,06	$0,01_4$	0,34	0,09
Cl	Sp	BaO 0,04	Sp	BaO 0,08	BaO 0,02
CO_2	—	Sp	1,98	Sp	n. b.
Summe	100,286	100,25	100,274	100,15	100,15
Niggli-Werte:					
si	176	198	190	177	210
ti	2,5	n. b.	1,7	n. b.	n. b.
p	0,7	n. b.	0,8	n. b.	n. b.
h	8,3	n. b.	27,7	n. b.	n. b.
al	34,0	31,5	35,9	27,9	34
fm	33,4	30	30,0	41,3	29
c	18,2	19,5	14,6	14,5	14
alk	14,4	19	19,5	16,3	23
k	0,45	0,30	0,42	0,49	0,46
mg	0,56	0,66	0,59	0,62	0,53
c/fm	0,55	0,65	0,49	0,35	0,48
qz	+ 18	+ 22	+ 12	+ 12	+ 18

Nr. 35: Hornblendenadel-Dioritporphyrit, Stbr. Nr. 30, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 112.

Nr. 36: Hornblende-Granodioritporphyrit (Nadeldiorit), Pesenbachtal/Mühlviertel, Anal.: W. Zwicker, aus: Zwicker 1963, S. 367.

Nr. 37: kersantitischer Dioritporphyrit, Stbr. Nr. 42, Anal.: K. Pötzl, zu Modalanal. Nr. 113.

Nr. 38: Kersantit, N Rotenegg an der Rodel/oberösterreichisches Mühlviertel, Anal.: H. G. Scharbert, aus: Scharbert 1957, S. 167.

Nr. 39: Dioritporphyrit, Stbr. in Edelsreith b. Marbach Waldviertel, Anal.: W. Zwicker, aus: Zwicker 1953 S. 363.

Tabelle 11

Chemischer Stoffbestand

Lfd. Nr.	40	41	42
SiO_2	73,38	74,40	73,81
TiO_2	0,16	n. b.	n. b.
Al_2O_3	14,61	14,53	14,57
Fe_2O_3	0,54	0,69	0,83
FeO	0,92	—	—
MnO	0,03	n. b.	n. b.
MgO	0,14	Sp	0,37
CaO	0,23	0,81	0,14
Na_2O	4,14	3,78	4,80
K_2O	5,56	5,15	4,27
P_2O_5	0,18	n. b.	n. b.
H_2O^+	0,26	0,29	0,84
H_2O^-	0,02	n. b.	n. b.
S	0,02	n. b.	n. b.
Cl	0,00	n. b.	n. b.
Summe	100,17	99,65	99,63
NIGGLI-Werte:			
si	412	440	427
ti	0,7	n. b.	n. b.
p	0,4	n. b.	n. b.
h	4,9	5,8	16,3
al	48,3	50,7	49,6
fm	7,9	(3,2)	6,8
c	1,5	(5,1)	1,0
alk	42,3	41,0	42,6
k	0,47	0,47	0,38
mg	0,14	n. b.	0,47
c/fm	0,19	(1,6)	0,15
qz	+ 139	+ 176	+ 177

Nr. 40: porphyrischer Granitaplit, Stbr. Nr. 2, Anal.: K. PÖTZL, zu Modalanal. Nr. 114—117.

Nr. 41: Aplitporphyr, Warmensteinach/Fichtelgebirge, Anal.: SPENGEL, aus: WILLMANN 1924, S. 70, Analyse vom Salband.

Nr. 42: s. Nr. 41, Analyse von der Gangmitte.

I. Die Quarzglimmerdiorite

Literatur: Drescher 1927, S. 266
Drescher 1930, S. 512—523

Chemischer Stoffbestand: vgl. Tab. 2, 3 und 4!

Normativer Stoffbestand (in Vol %):

Stbr. Nr.	7	1	—	36	
Modalanal. Nr.	4	8 + 12	16	21	
Chem. Anal. Nr.	1	3	6	11	
ab	31,3	30,9	39,2	34,1	
an	23,5	18,4	8,8	19,0	
mittlerer an-Gehalt	an_{43}	an_{38}	an_{18}	an_{36}	
pl, gesamt	54,8	49,3	48,0	53,1	
or	7,7	7,6	4,4	3,0	
qu	18,9	13,6	29,6	25,6	
bi	13,0	13,6	16,2	16,5	
hb	2,6	13,3	0,0	0,0	
TiO_2 [6])	0,5	0,7	0,5	0,3	
mt	1,0	1,0	0,6	0,8	
pa	0,5	0,7	0,5	0,3	
Al_2O_3 [7])	1,0	0,0	0,0	0,0	
	100,0	100,0	100,0	100,0	Vol %
tit (= Titanit)	1,2	1,8	1,2	0,8	Vol %

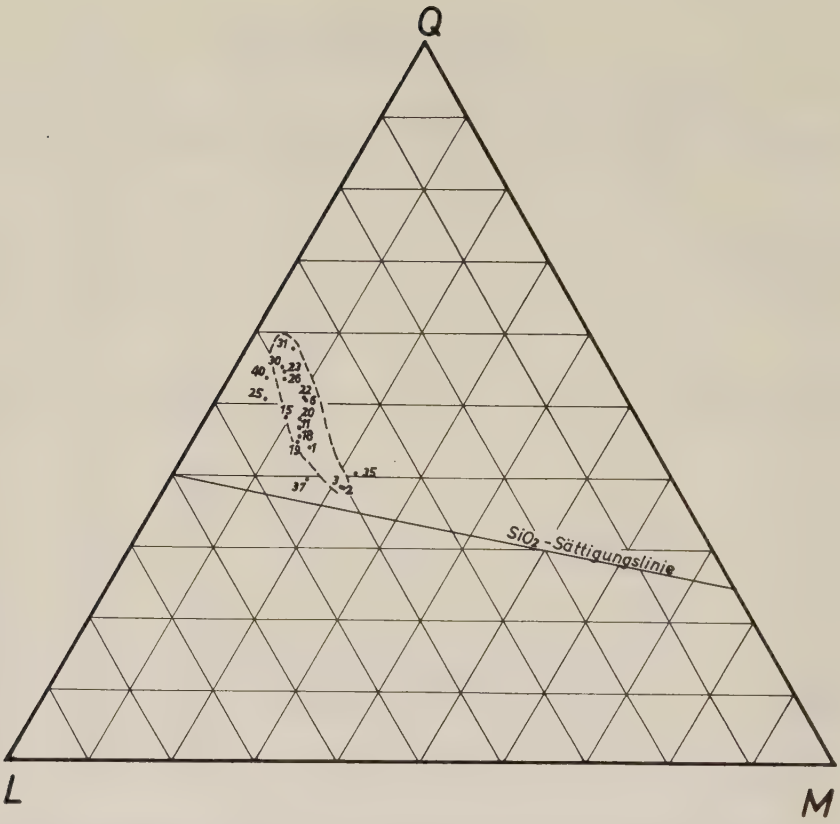
Petrochemische Beschreibung: Die dioritischen Gesteine von Fürstenstein sind als Magmengruppe primär einheitlicher, als das Auge es zuerst wahrnimmt. Die Abweichungen von einem einheitlichen Bau sind sekundärer Art. Sie sind in situ durch Kontaktwirkungen jüngerer Granite erfolgt. Drescher (1925, S. 15) nennt die Produkte einer solchen Genese deuterogen im Gegensatz zu monogen, das eine Veränderung am Ort der Bildung ausschließt.

In der Zusammenschau mit den granitischen Magmen passen sich die Diorite sehr gut als erste Glieder in eine Differentiationsfolge eines gemeinsamen Herdes ein (vgl. Diagr. 2). Daß die Mischformen in den Darstellungen innerhalb der Grenzen der unvermischten Magmen stehen, ist bei der Betrachtung des Gesamtchemismus offenkundig. Jede Mischung hat eine ausgleichende Wirkung. So drängen sich zwischen den Extremen der reinen feinkörnigen Quarzglimmerdiorite (s. Tab. 3 und chem. Anal. Nr. 8) und des Saldenburger Granits (s. Tab. 9) stofflich gemischte Typen mit Gliedern der Differentiation in der Tiefe zusammen.

Mengenmäßig nehmen die Gesteinsmassen mit fortschreitender Differentiation zu, so daß die letzte Intrusion, das Saldenburger Granitmassiv, mehr als doppelt so viel an Masse als alle anderen Eruptiva zusammen ausmacht.

Nach der Niggli'schen Einteilung in Magmentypen gehören die Quarzglimmerdiorite zur Kalkalkalireihe mit wechselnd dioritischen, granodioritischen

[6]) TiO_2 ist jeweils aufgrund der Dichte von Rutil berechnet.
[7]) Der Tonerdeüberschuß ist aufgrund der Dichte von Korund berechnet.



Diagr. 2. Chemischer Stoffbestand (neue Analysen). Die Nummern entsprechen den lfd. Nr. der chemischen Analysen. 35, 37 und 40 sind Analysen von Ganggesteinen, 25 vom Eberhardsreuther Granit. Nähere Erläuterung s. S. 96.

oder quarzdioritischen Kennzeichen (vgl. NIGGLI-Werte). Ihre normativen Mineralbestände fallen im Vergleich mit den modalen durchweg dadurch auf, daß ihr Plagioklasanteil zu hoch und ihr Biotit-Hornblende-Anteil zu niedrig ist. Auch der durchschnittliche Anorthitgehalt erscheint daher zu hoch. Sicherlich hängt dies damit zusammen, daß ein Teil des ehemals in Hornblende gebundenen Ca bei der Biotitisierung der Hornblenden infolge K-Zufuhr frei geworden und in sekundäre Ca-Silikate eingegangen ist. Ein anderer Teil dürfte schon primär in Titanit, Orthit und Epidot gewesen sein.

Ein Bezug auf außerregionale Arbeiten wird absichtlich vermieden. Eine analoge, doch rein quarzdioritisch ausgeprägte Intrusivgruppe beschreibt KARDYMOWICZOWA (1958) aus Wolhynien. Sie versucht wie DRESCHER (1930), die Diorite durch Assimilation und Metasomatose von Amphiboliten herzuleiten und zieht ebenso Vergleiche aus Skandinavien heran. Es ist bei solchen Versuchen größte Vorsicht geboten. Die Energie, so große, einheitliche basische Gesteinsmassen zu homogenisieren, reicht fast aus, ihre Palingenese herbeizuführen und Teilbewegungen hervorzurufen, wie das ja im Fürstensteiner Gebiet sekundär unter der Einwirkung der jüngeren Granite in ganz anderen Bildern geschehen ist.

Der granodioritische Plagioklasdiorit von Unterpolling hebt sich im modalen Stoffbestand durch einen etwas höheren Plagioklasgehalt und niedrigeren Anteil an mafischen Komponenten vom Paradiesdiorit ab, während der Unterschied zu den Fürstensteiner Quarzglimmerdioriten gering ist. Ein ähnliches Bild gibt die Darstellung des Pauschalchemismus (vgl. Diagr. 2). Es ist jedoch zu bedenken, daß der Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit durch Kontakteinflüsse verändert ist (Biotitisierung, Kalifeldspatgehalt). In Diagr. 3 (Nr. 1) der Niggli-Werte deutet sich die Sonderstellung des Unterpollinger Gesteins an. Der Tonerdeüberschuß ist das hervorstechendste Merkmal, daneben der gegenüber dem Ca-Gehalt gedrückte Fe-Mg-Wert. Der Tonerdeüberschuß beruht wohl weniger auf einem Ca- und Alkaliverlust der Feldspäte als auf dem hohen Glimmergehalt des Gesteins. So erklärt sich auch die gleiche Eigenschaft bei den Graniten und anderen Gliedern der Intrusionsfolge. Dennoch scheint mir die Verschiebung im Haushalt die Ergebnisse des Geländebefundes zu stützen, es handle sich bei diesem gesonderten Vorkommen um eine Ausnahme. Die magmatogene Herkunft ist durch Gefügeregelung und Kippung scharf begrenzter Gneisschollen in ihm gesichert. Diese Zeichen in Verbindung mit dem Schliffbefund sprechen für eine flüssige Phase.

Der verwandte Chemismus von Migmatitgneisen auf Bl. Tittling und Bl. Waldkirchen (unveröffentlichte Analysen von Dollinger), die einen quarzdioritischen bis farsunditischen Chemismus besitzen, mit dem granodioritischen Plagioklasdiorit von Unterpolling lassen es als möglich erscheinen, daß allein in diesem Fall palingenes Migmatitgneismaterial nach kurzer Wanderung unweit dem Entstehungsort wieder erstarrte. Ob es dann nachträglich als Scholle von jüngerem Zweiglimmergranit verlagert wurde, kann nicht mehr festgestellt werden.

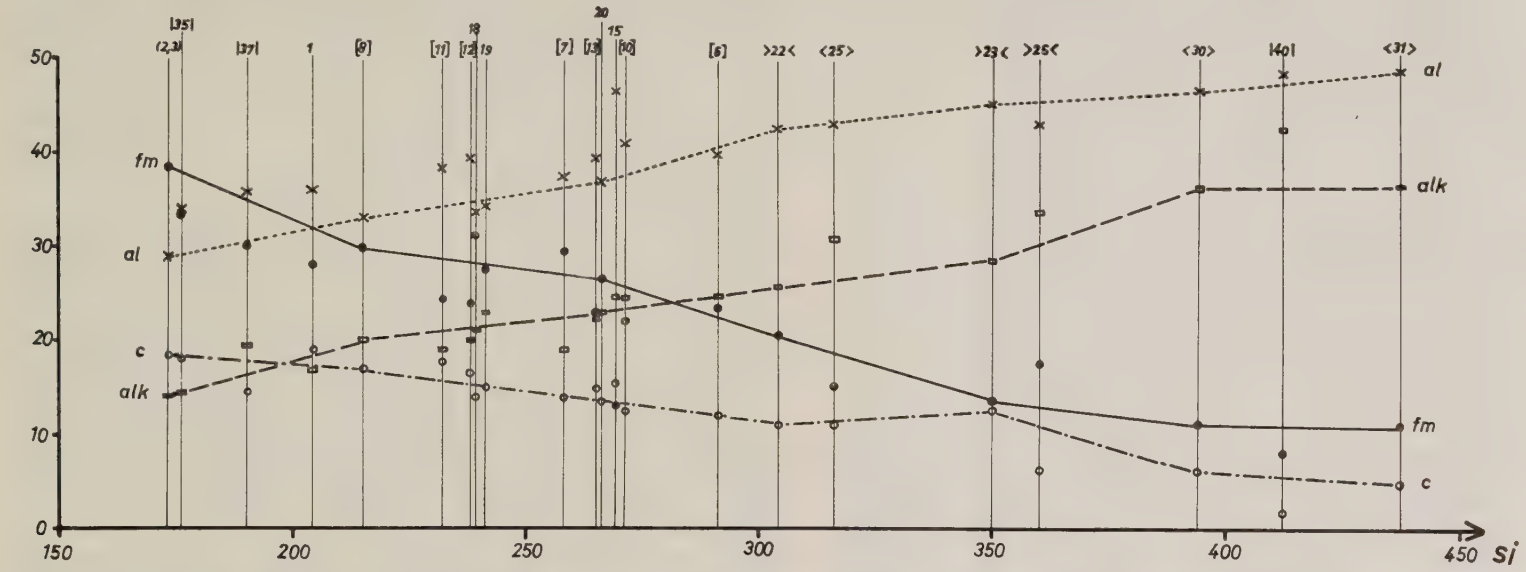
Der Paradiesdiorit dagegen muß aufgrund aller seiner Merkmale (s. Diagr. 1, 2 und 3) als das Differentiat höchster Basizität, welches in das Niveau der heutigen Abtragung intrudiert ist, gelten. Beide chemische Analysen fallen fast zusammen.

Das Gestein, das schon Drescher (1925, S. 15) eigens behandelte, paßt sich als Typ vorzüglich in die Schemata ein.

Ebenso verhalten sich die Steininger Quarzglimmerdiorite, wenn sie nicht von Schmelzen angegriffen worden sind. Ihre auch im Aufschluß sichtbare Streuung in der quantitativen Zusammensetzung (Diagr. 2 und Tab. 3) ist erst die Folge von Kontaktbeeinflussungen durch jüngere Granite (Stbr. Nr. 4, 14 etc.).

Auch die Panholzer Quarzglimmerdiorite gehören z. T. hierher. Deutlich genug weichen der Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit und der Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen, besonders im SiO_2- und Al_2O_3-Gehalt (vgl. Diagr. 1 und 3), vom Steininger Typ ab, dem sie ursprünglich wohl sehr nahe standen, wenn sie nicht sogar mit ihm ident waren.

Die von Drescher 1930 (S. 505) beschriebene „hornfelsartige Scholle" (vgl. chem. Anal. Nr. 7) im Stbr. Bornhofen (Stbr. Nr. 34) sowie Partien des Stbr. Gstöcket (Stbr. Nr. 9) fallen etwas aus der Reihe, da diese Quarzglimmerdiorite Gneismaterial resorbiert haben, wie das schon Handstücke zeigen, die



Diagr. 3. Variation der NIGGLI-Werte. Linienführung verbindet ± unvermischte Magmen (Ganggesteine ausgenommen). Die Nummern entsprechen den lfd. Nr. der chemischen Analysen. ( ) = Hornblende-Glimmerdiorit, [ ] = Quarzglimmerdiorite, ohne Klammer = granodioritische Gesteine, ⟩⟨ = dunkle Granite, ⟨⟩ =helle Granite, | | = Ganggesteine.
Nr. 1: granodioritischer Plagioklasdiorit von Unterpolling; Nr. 2, 3: Paradiesdiorit; Nr. 6 und 7: Fürstensteiner Quarzglimmerdiorit; Nr. 8: Steininger Quarzglimmerdiorit; Nr. 10: Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen; Nr. 11 und 12: Titanitfleckendiorit; Nr. 15: Tittlinger Mischdiorit; Nr. 18, 19 und 20: Hornblende-Biotit-Fleckengranite; Nr. 22 und 23: Tittlinger Granit; Nr. 25: Eberhardsreuther Granit; Nr. 26: Hybridgranit; Nr. 30 und 31: Saldenburger Granit; Nr. 35 und 37: Dioritporphyrite; Nr. 40 Granitaplit.

unregelmäßig erbsen- bis haselnußgroße Gneisstückchen führen. Inwieweit diese Gneisrelikte Urheber dieser Hornblende-Biotit-Flecken sind, ist schwer zu sagen. Sie sind auf jeden Fall wie diese mitgebracht. Übergänge sind zu sehen, auch im Stbr. Schuberl (Nr. 27, W-Seite), doch der Grund für die Fleckenbildung, die eine Konzentration der mafischen Mineralien im Kleinen darstellen, ist wohl woanders zu suchen.

Drescher (1945, S. 311) führt gegen Graber, der die Flecken aus Olivin oder Pyroxen entstanden erklärt, ins Feld, daß Olivin neben freiem Quarz instabil sei. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß bei der Kristallisation nicht selten Olivin, obwohl er instabil ist, zuerst kristallisiert und dann erst von der SiO_2-reicheren Restschmelze angegriffen und in Pyroxen umgesetzt wird. Eisenreiche Olivine sind auch neben Quarz stabil. Wahrscheinlicher aber bleibt die These einer Umbildung aus Pyroxen. Im Paradiesdiorit (s. mikroskopische Beschreibung) finden sich Reste von Uralitisierungen in Hornblende, doch möchte ich das nicht für die Quarzglimmerdiorite verallgemeinern.

Ob Pyroxen oder Hornblende oder Biotit kristallisiert, darüber entscheidet letzten Endes der Gehalt der Schmelze an H_2O, da die Hornblenden und Biotitblätter keine Spuren von Bruch, Stauchung oder irgendeiner Deformation zeigen, die nicht auf Schmelzbewegung zurückgeführt werden kann. Grundsätzlich muß also die Frage nach der Paragenese der Flecken offen bleiben. Da die Quarzglimmerdiorite nach ihrem Gefüge schnell erstarrt sind, dürfte man in der Annahme nicht fehl gehen, daß eine Pyroxenbildung, wenn sie vorhanden war, in der Tiefe vor sich ging und am Ort der Erstarrung bereits abgeschlossen war. Während der Intrusion und Platznahme müßten sich unter Anreicherung der H_2O-Konzentration der Schmelze die Hornblenden neben Biotit und anschließend nur noch Biotite z. T. aus Hornblenden, gebildet haben, bevor hier und da noch manche Biotite rekristallisierten. Ich halte eine völlige Umkristallisation der Mafite von in der Tiefe resorbierten Gneisen für wahrscheinlich. Gegen eine Aufnahme von Gneismaterial auf dem Wege nach oben wendet sich das gewichtige Argument, daß die Hornblende-Biotit-Flecken eine so einheitliche Größe und einheitliche Verteilung in den Dioriten zeigen. Dieser Umstand befürwortet eine mehr oder minder starke Homogenisierung des uneinheitlichen Parageteinsmaterials durch Diatexis in der Tiefe, in dem nur noch die basische Komponente nicht eingeformt war, bevor dann das Magma gefördert wurde.

Den Titanitfleckendioriten als Typ mit eigenen Gefügemerkmalen fällt modal und pauschal der Mittlerplatz zwischen dem dunklen Quarzglimmerdiorit und den granodioritischen, weiter verbreiteten Hornblende-Biotit-Fleckengesteinen zu. Was dabei der in Kontakt stehende Tittlinger Granit für eine Rolle spielt, muß eingehenderen und spezielleren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Dieses Problem enthält die Frage, warum das Titan in den Titaniten sitzt und nicht in Hornblende und Biotit, die doch reichlich, aber stets TiO_2-arm vertreten sind. Aus dem Überblick heraus, den ich mir im Gelände und am Mikroskop schaffen konnte, nehme ich an, daß die Titanitaugenbildung während langer Ausscheidungsdauer des Titanits, wie das Fischer (1926) annimmt, unter pneumatolytischer Anreicherung bis in die Spätphase der Tittlinger Granitintrusion reichte. Anzeichen dafür sind die oben beschriebenen Titanitparagenesen und deren Habitus, die Verknüpfung von Titanitflecken-

gesteinen mit dem Tittlinger Granit, dessen mineralreiche Pegmatitganggefolgschaft und seine metasomatische Umsetzung von Hornblende und Biotit in Epidot, Titanit und Erz.

II. Die granodioritischen Hornblende-Biotit-Fleckengesteine und Mischdiorite

Chemischer Stoffbestand: vgl. Tab. 5 und 6!
Normativer Stoffbestand (in Vol%):

Stbr. Nr.	36	26	16	22
Modalanl. Nr.	35	43	51	57
Chem. Anal. Nr.	15	18	19	20
ab	36,2	27,9	33,6	25,1
an	14,7	15,8	12,3	14,1
mittlerer an-Gehalt	an_{30}	an_{37}	$an_{37,5}$	an_{37}
pl, gesamt	50,9	43,7	45,9	39,2
or	17,7	18,0	22,2	21,1
qu	21,5	21,4	16,5	24,5
bi	6,0	12,2	6,9	13,5
hb	0,0	3,1	6,4	—
TiO_2	0,2	0,4	0,5	0,5
mt	0,2	1,0	1,1	0,8
ap	0,8	0,2	0,5	0,4
Al_2O_3	2,7	0,0	0,0	0,0
	100,0	100,0	100,0	100,0 Vol %
tit	0,5	1,0	1,2	1,2

Petrochemische Beschreibung: Aus der Sammelgruppe der granodioritischen Gesteine sind die bedeutendsten und größten Körper herausgegriffen: Die chemischen Analysen (Nr. 18, 19 und 20) der drei Varietäten Buchleiten, Himmelreich und Preinting sind sich so ähnlich, wie das nur bei magmatischen Körpern und da nur, wenn sie demselben Herde entstammen, sein kann. Die geringen bestehenden Unterschiede ihres Chemismus sind schon im Gelände zu sehen als wechselnde Hornblende-Biotit-Fleckenführung oder jüngere Kalifeldspatbildung am Kontakt zum Saldenburger Granit, was sich besonders innerhalb der Varietät Preinting ausdrückt.

Der ausgeglichene normative Anorthitgehalt aller drei Analysen von an_{37} fällt im Vergleich mit den Modalanalysen zu hoch aus. Die Gründe dafür sind wohl in einer Ca-Bindung in Titanit, Epidot und Orthit, die normativ nicht berechnet wurden, und in einem geringen Kaliumgehalt im albitischen Anteil der Plagioklase zu suchen. Beide Möglichkeiten würden das ab-an-Verhältnis verschieben.

Die mittleren errechneten an-Gehalte entsprechen denen der unvermischten Quarzglimmerdiorite. Außerdem verbindet die Hornblende-Biotit-Fleckenführung die Granodiorite mit den Quarzglimmerdioriten. Die Flecken sind völlig analog bis auf den Unterschied, daß die gröberkörnigen Fleckengranite oder

Fleckendiorite auch größere Hornblende-Biotit-Flecken als die feinkörnigen Quarzglimmerdiorite besitzen.

Für Kalifeldspat- und Fleckenführung kommen drei Entstehungsmöglichkeiten in Betracht: ein Transport aus der Tiefe, eine Bildung oder Aufnahme auf dem Weg nach oben oder eine Kontaktmetamorphose in situ. Den ausgeglichenen Anorthitgehalt der Plagioklase führe ich auf ihre Einsprenglingsnatur zurück, die sie als Abkömmlinge desselben Herdes gemeinsam erhalten haben. Ihm entstammen auch die feinkörnigen Quarzglimmerdiorite. Die Hornblende-Biotit-Flecken als stets ebenso altes Gefügeelement und Kennzeichen der Diorite müssen gleicher Anlage sein. Ob die größeren Flecken der Fleckengranite auf eine Aggregation mehrerer kleinerer Gebilde während des Transportes und der langsameren Abkühlung gegenüber den Quarzglimmerdioriten zurückgehen, ist nicht sicher festzustellen; aber es ist dies im Hinblick auf die Zählungen (s. o. makroskopische Beschreibung) sehr gut möglich. Die Kalifeldspat-Kristallisation ist jünger und während der Platznahme oder später erfolgt. Wahrscheinlich war der primäre Kalifeldspatgehalt schon höher als bei den Quarzglimmerdioriten und wurde nur örtlich durch Kontaktdiffusionen oder Lösungen vermehrt, was bis zur Schlierigkeit des Gesteins und zum Verschwinden der Hornblende-Biotit-Flecken (z. B. Stbr. Nr. 14) führen konnte.

Die chemische Analyse Nr. 15 von einem Tittlinger Mischdiorit fällt aus dem Rahmen der anderen. Der hervorstehend niedrige MgO-Wert müßte einer Kontrollanalyse unterzogen werden. Ein Bestimmungsfehler erweist sich am klarsten aus dem normativen Mineralbestand (vgl. den zu niedrigen bi-Wert) und aus Diagr. 2 sowie Diagr. 3. Mehr über den tatsächlichen Stoffbestand sagt Diagr. 1 aus, in dem dieses echte Mischgestein (Modalanal. Nr. 35) genau zwischen dem ursprünglichen Titanitfleckendiorit (Modalanal. Nr. 21) und dem auflösenden Tittlinger Granit (Modalanal. Nr. 74 und 81) zu liegen kommt. Daraus folgt, daß die Beeinflussung beider Gesteinskörper keinen auswählenden Charakter trägt.

Der normative Mineralbestand erführe durch eine Steigerung von MgO einen Ausgleich im Mißverhältnis Biotit und Kalifeldspat zwischen Modus und Norm, wobei der freiwerdende Quarz dem modal gemessenen gerecht würde. Auch der Tonerdeüberschuß fiele damit weg.

III. Die jungen Stock- und Massivgranite

Chemischer Stoffbestand: vgl. Tab. 7, 8 und 9!
Normativer Stoffbestand (in Vol%):

Stbr. Nr.	41	45	47	9	49	23	
Modalanal. Nr.	74	81	88	98	106	110	
Chem. Anal. Nr.	22	23	25	26	30	31	
ab	30,5	33,8	37,0	30,4	29,3	30,4	
an	10,0	10,8	9,7	4,3	2,9	3,3	
mittlerer an-Gehalt	$an_{25,5}$	an_{25}	$an_{22,5}$	an_{13}	an_{10}	$an_{9,5}$	
pl, gesamt	40,5	44,8	46,7	34,7	32,2	33,7	
or	14,5	16,8	21,7	23,2	32,7	26,4	
qu	26,5	29,4	23,2	29,0	29,6	34,1	
bi	17,1	7,9	7,2	12,1	3,4	3,0	
mu	—	—	—	—	—	0,9	
TiO_2	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	
mt	0,6	0,4	0,3	0,5	0,3	0,4	
ap	0,5	0,3	0,2	0,3	0,3	0,1	
Al_2O_3	0,0	0,5	0,5	0,0	1,3	1,3	
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	Vol%
tit	0,7	0,3	0,5	0,5	0,5	0,3	

Petrochemische Beschreibung: Modaler, chemischer und normativer Stoffbestand (vgl. Diagr. 1, 2 und 3) zeigen, daß sich die jüngeren Granite durch kennzeichnende Merkmale gut unterscheiden lassen. Die gegensätzlichsten und bedeutendsten Massive sind das Tittlinger und Saldenburger, von denen erstmals neue chemische Analysen, jeweils von zwei Fundpunkten, gebracht werden können.

Bei einem Vergleich der chemischen und der Modalanalysen zeigt sich im Unterschied zu den Analysen der Diorite, daß hier die Streuung der Werte ausgeglichen ist und daß das Vorwalten der Norm über den Modus beim Kalifeldspat und des Modus über die Norm beim Biotit der Granite weniger ausgeprägt ist.

Der Tittlinger Granit (chem. Anal. Nr. 22 und 23) schwankt im Schema der Nigglischen Magmentypen zwischen adamellitisch und farsunditisch, weist also granodioritische Züge auf. Nach dem Plagioklas-Zonarbau (s. o.) zu schließen, dürfte er, von einem farsunditischem Magma ausgehend, während der Endkristallisation zum adamellogranitischen Chemismus gestoßen sein. Ob er die farsunditische Anlage, die den diatektischen Gneisen im E z. T. zu eigen ist, aus der Tiefe mitbrachte, durch Assimilation erwarb oder durch Palingenese an Ort und Stelle schuf, kann nur annähernd beantwortet werden. Echte Schmelze und Intrusion sind aufgrund von Gefüge und scharfen Kontakten unumstritten. Assimilation ist durch die Kartierung und die anschließenden Untersuchungen (vgl. Tittlinger Mischdiorit) nachgewiesen. Ob sie allerdings ausreichte, den ganzen Stock so tiefgründig und ausgeglichen zu verändern, wird bezweifelt, zumal die Plagioklaskerne keine Spuren davon zeigen. Es ist daher die Klärung dahingehend eingeengt, daß ein einheitliches, relativ hoch-

temperiertes Magma sich durch Assimilationen und Lösungen von dioritischem Material örtlich veränderte. Der Gasgehalt der Schmelze und ihre Restlösungen sind, wie es die Pegmatite und Schliffbilder nahelegen, grundverschieden von allen jüngeren Magmen gewesen. Ebenso war die chemische Aktivität eine andere (s. Kap. Titanitfleckendiorit). Es kann auch als möglich angesehen werden, daß der Titanitfleckendiorit vom Dach des Tittlinger Granitmassivs her in die Schmelze einbrach und dann in Schollen aufgelöst wurde. Mit der Schollenbildung dürfte die Titanitfleckenbildung einhergehen. Während einer kräftigen Mikroklin-Kristallisation vor der Erstarrung schloß dann die Titanitausscheidung ab.

Der Eberhardsreuther Granit (chem. Anal. Nr. 25) hat ein völlig anderes Gepräge, obgleich sein Gesamtchemismus nicht einmal so sehr von dem des unvermischten Tittlinger Granits (chem. Anal. Nr. 22) abweicht. Vergleicht man die Modalanalysen vom Tittlinger und Eberhardsreuther Granit, dann stellt man fest, daß der letztere erheblich mehr Kalifeldspat und weniger Biotit enthält; dagegen sind die Zahlen für Plagioklas und Quarz nur unwesentlich verschieden. Seine Armut an dunklen Bestandteilen (vgl. Diagr. 1 und 2) und verhältnismäßig auch an Quarz würden es zulassen, ihn aus der Differentiation der Fürstensteiner Intrusiva i. e. S. zu nehmen. Doch seine räumliche Verknüpfung mit dem Saldenburger und vielleicht auch Tittlinger Granit raten zur Vorsicht. Ich persönlich möchte meinen, daß er weniger in Verbindung mit dem Tittlinger Granit steht, wie es vor allem Scholtz (1927, S. 151) annahm, als vielmehr mit dem Saldenburger Granit. Es müßte sich um einen etwas basischeren Vorläufer handeln, der aus dem Saldenburger Granitherd als Differentiationszwischenprodukt abzweigte, bevor das fertige Saldenburger Granitmagma intrudierte. Hierfür spricht auch die gemeinsame Mineralgesellschaft (s. Tab. 1). Diagr. 3 schließlich zeigt auf, wie wenig der Tonerdegehalt und der Eisen-Magnesium-Wert des Eberhardsreuther Granites in den Bereich des Tittlinger Granites passen.

Der Hybridgranit von Nammering (chem. Anal. Nr. 26) hat als Mischform von Zweiglimmer-Saldenburger Granit mit Gneis- und Dioritmaterial, das er schon fast bis zur äußerlichen Unkenntnis verdaut hat, die erwarteten Mischeigenschaften, den basischeren normativen Anorthitgehalt, den hohen normativen Biotit-Wert und erhöhten Plagioklasanteil gegenüber Zweiglimmer- und Saldenburger Granit. Die weitgehende Verdauung der Gneise deutet an, daß er sie sich z. T. wohl auf dem Wege einverleibt hat, während die nachkommende Randfazies des Saldenburger Granites (s. o. Kontaktbeschreibung) völlig frei von Einschlüssen ist. Die beiden heute verschiedenen Granite sind aus derselben Schmelze hervorgegangen. Ein etwas früher intrudierter Teil der Schmelze wurde randlich stärker verunreinigt und erstarrte auch etwas früher als der Massivgranit.

Der Saldenburger Granit selbst (chem. Anal. Nr. 30 und 31) hat in seiner Mächtigkeit auch nicht die Einheitlichkeit, wie man bei Besichtigung eines Aufschlusses glauben möchte. Viele Änderungen mögen durch das grobe Gefüge vorgetäuscht sein. Ein schwankender Quarzreichtum, wie er sich auch in den Analysen ausdrückt, ist dagegen erfaßbar (vgl. dazu Diagr. 1, 2 und 3). Eine Zunahme von Quarz besteht wohl allgemein zum Kontakt hin und verbindet sich oft mit Muskovitführung. Gegenüber den Eisgarner Graniten des

Mühl- und Waldviertels ist festzustellen, daß primärer Muskovit im Kern des Massivs nicht anzutreffen ist. Ferner unterscheidet ihn von seinen östlichen Vettern der wesentlich niedrigere MgO-Gehalt. Wollte man den Saldenburger Granit einstufen, müßte man ihn zu den leukogranitischen Magmentypen rechnen. Frentzel (1911, S. 119 und 129) klassifizierte ihn als Alkaligranit, die er von Kalkalkaligraniten abtrennte, bemerkte aber (S. 119), daß beide Typen sich nicht streng voneinander scheiden lassen. Heute wissen wir, daß der Alkaligehalt allein einen Granit nicht zu kennzeichnen vermag. Ähnlicher Zusammensetzung wie der Saldenburger Granit dürften die feinkörnigen und mittelkörnigen Zweiglimmergranite sein, die nicht analysiert worden sind.

Ein Blick auf die normativen Mineralbestände der Granite zeigt Verschiebungen gegenüber den modalen, die aber weitgehend durch andere Mineralkombinationen ausgeglichen werden können. Z. B. lassen sich perthitische Entmischungen im Kalifeldspat verrechnen, oder ein Teil des K_2O des Biotits kann zur Bildung von Kalifeldspat herangezogen werden (vgl. chem. Anal. Nr. 22).

Der mittlere normative Anorthitgehalt der Plagioklase ist eine deutliche Funktion der Altersfolge der Intrusiva und daher zur Eingliederung der Gesteine brauchbar.

IV. Die Ganggesteine

Chemischer Stoffbestand: vgl. Tab. 10 und 11!
Normativer Stoffbestand (in Vol%):

Stbr. Nr.	30	42	2
Modalanal. Nr.	112	113	117
Chem. Anal. Nr.	35	37	40
ab	31,6	34,2	37,5
an	13,9	17,8	0,4
mittlerer an-Gehalt	an_{32}	an_{35}	an_1
pl, gesamt	45,5	52,0	37,9
or	—	6,9	31,2
qu	16,7	14,7	26,5
hb	15,2	—	—
bi	8,5	24,4	2,7
Chlorit	11,6	—	—
TiO_2	0,5	0,3	0,1
mt	1,2	0,7	0,3
ap	0,8	1,0	0,3
Al_2O_3	—	—	1,0
	100,0	100,0	100,0 Vol%
tit	1,2	0,8	0,2

Petrographische Beschreibung: Die zwei Varietäten von basischen Ganggesteinen verbindet ihre dioritporphyritische Ausbildung. Dieser morphologischen Bezeichnung gebe ich den Vorrang vor nur aus dem Pauschalchemismus abgeleiteten Namen, die das Verständnis nur erschweren. Sie nötigten

schon 1941 MARCHET (S. 363), neue Bezeichnungen für herkömmliche Namen einzuführen, die bei der großen Variation der basischen Ganggefolgschaften der Granite ins Uferlose wachsen würden. Immerhin zeigte seine Zusammenstellung aller Analysen von Ganggesteinen des Waldviertels (S. 322—326) die Variation zur Genüge. Im tieferen Stockwerksniveau, das im Mühlviertel und im Passauer Wald angeschnitten ist, nimmt diese Vielzahl von Typen stetig von E nach W ab.

Während im Hauzenberger Massiv (bes. im N-Teil und N-Rahmen) noch granodioritporphyrische Gänge neben den dioritporphyritischen auftreten, sind im Fürstensteiner Gebiet und weiter westlich nur noch Dioritporphyrite. Für den unterschiedlichen Chemismus der Ganggesteine gibt es mehrere Erklärungen; die einfachste wäre, daß Magmen verschiedener Basizität primär in die Spalten eindrangen. Es läge dann der Herd der weniger basischen Schmelzen vielleicht in geringerer Tiefe. Außerdem bestehen zwei weitere Möglichkeiten; einmal könnte eine Verringerung der Basizität von Resorptionen sauren Materials während des Aufstieges stammen, zum anderen könnte sie durch Schwere-saigerung bei der Kristallisation in der Gangspalte erworben sein.

Lokal fallen alle Fürstensteiner D i o r i t p o r p h y r i t e gegenüber denen des Mühlviertels durch ihren hohen Tonerdegehalt auf (chem. Anal. Nr. 35 und 37), wie er ja dem vorausgegangenen Saldenburger Granit im besonderen zu eigen ist.

Die k e r s a n t i t i s c h e A b a r t trägt den Beinamen aufgrund ihrer modalen Zusammensetzung und des Gefüges. Sie gehört jedoch genetisch eng zu den Hornblendenadel-Dioritporphyriten. Aus Diagr. 2 ist ersichtlich, wie die Projektion der Dioritporphyritanalysen außerhalb des Differentiationsfeldes liegt, d. h. man könnte sie als Abspaltungen des Herdes deuten. Da es aber nach wie vor an einer größeren Kenntnis über solche basischen Gangbildungen fehlt, muß die Frage grundsätzlich offen bleiben.

Die Werte für die n o r m a t i v e n M i n e r a l b e s t ä n d e können gut mit den modalen übereinstimmen. Der normative Anorthitgehalt der Plagioklase ist als Mittelwert sehr gut möglich. Bei der Chloritisierung des Biotits wurde K_2O frei, das evtl. z. T. kryptokristallin als Kalifeldspat in der Grundmasse steckt (s. Anal. Nr. 35). In Anal. Nr. 37 ist ein Kalifeldspatgehalt von 6,9 Vol% angegeben, der aber wohl durch Aufnahme von Kalium in den albitischen Anteil des Plagioklases noch sinkt. Größenordnungsmäßig dürfte es bis rund 2,5 % ausmachen. Auch die Differenz der Nebengemengteile beider Analysen tritt hervor. Gegen die Entstehung beider Varietäten durch Schwere-saigerung in der Schmelze spricht die Summe der Geländebeobachtungen. Beide Arbeiten von Dioritporphyrit-Gängen treten nämlich überall unvermittelt nebeneinander auf und scheinen sich sogar zu kreuzen (vgl. geologische Karte).

Der p o r p h y r i s c h e G r a n a t a p l i t des Peterbruches (Nr. 2) darf nicht mit den Aplitporphyren verwechselt werden, die DOLLINGER (1961) aus dem Hauzenberger Granitmassiv als regelrechte Porphyre mit felsitischer Grundmasse beschreibt. Im Gegenteil, der porphyrische Granitaplit ist, wie der Name sagt, gefügemäßig mehr ein Aplit als ein Porphyr. Sein betont salischer Chemismus (vgl. Diagr. 1, 2 und 3) zählt zu den sauersten Magmentypen NIGGLIS, wogegen die beiden Dioritporphyrite als quarzdioritisch-tonalitisch zu bezeichnen wären. Fragwürdig ist der n o r m a t i v e A n o r t h i t g e h a l t des Granit-

aplits von an_1, der den Verdacht einer chemischen Fehlbestimmung erregt. Die einzige Erklärung wäre sonst eine außerordentliche Ungleichförmigkeit des Ganges durch Fremdgesteinsaufnahme.

V. Der Stoffhaushalt

Der Stoffhaushalt soll bewußt anhand der einzelnen Mineralien und nicht pauschal aufgezeigt werden, weil sie empfindlich reagieren und daher ihre mengenmäßigen Verschiebungen statistisch ein differenzierteres Maß der Stoffwanderungen geben.

Drescher war es, der 1925 mit seiner mikroskopischen und magmatektonischen Studie über die Diorite von Fürstenstein die Auseinandersetzung über ihre Genese auslöste. Er hat 1930 seine Behauptungen noch versteift, indem er alle Möglichkeiten einer magmatischen Differentiation von vornherein ausschloß. Er erleichterte sich die Fragestellung und erschwerte sich die Lösung, indem er die intermediären Hornblende-Biotit-Fleckengesteine aus seinen chemischen Untersuchungen wegließ. Sie aber bilden gerade das Bindeglied zwischen Diorit und Granit. Ihr Gefüge ist einwandfrei hypidiomorph granitisch und frei von allen Erscheinungen, die Derscher im wesentlichen bei zwei Gesteinsvorkommen behandelt, dem Titanitfleckendiorit und dem Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen. Einige seiner Anschauungen müssen noch kurz widerlegt werden.

Nach Drescher (1930, S. 499) deutet „al-Überschuß über Alkalien und Kalk bei nicht geringer si-Zahl unzweideutig auf sedimentäre Entstehung". Dem ist entgegenzuhalten, daß der behandelte Quarzglimmerdiorit (Stbr. Gramlet Nr. 14) im Imbibitionskontakt mit jüngerem Saldenburger Granit steht (vgl. Drescher 1930, S. 501, wo er die Einwanderung von Kalifeldspat aus dem umgebenden Granit als sicher anzunehmende Tatsache bejaht). Der Saldenburger Granit besitzt nämlich einen hohen Al_2O_3-Überschuß, der im Mischgestein durch die kontaktmetamorphe Verglimmerung der Hornblende noch ansteigt. Die Lage in einem Projektionsfeld ist allein kein sicherer Beweis für die Genese eines Gesteins aus sedimentärem Material.

Bei Behandlung der Titanitfleckengesteine leitet Drescher (1930, S. 493) analog wie beim Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspatgroßkristallen ab, daß die Lage des Projektionspunktes einer chemischen Analyse im angenommenen Sedimentfeld ein sedimentäres Ausgangsmaterial fordere, und möchte die Projektionslage durch Abzug der Substanz von Mikroklinholoblasten festlegen. Der Versuch geht fehl, da allein schon von chemischer Seite die Fixierung eines Sedimentfeldes unsicher ist. Die Einwirkung des Magmas auf das basischere Nebengestein erschöpft sich sicher nicht in der Zufuhr von Kalifeldspat und Quarz, sondern schließt eine unübersehbare Menge von Wechselwirkungen in sich.

In der Diskussion über die Hornfelsstruktur, die für Drescher (1930, S. 513) ein Argument für den sedimentären Ursprung der Diorite ist, teilt er den jüngeren Graniten des Passauer Waldes die Energie zu, aus dem vergneisten Grundgebirge aufgenommene Nebengesteinsschollen additiv in mächtigen Diffusionen von Alkalisilikat ± Tonerde zu metamorphosieren. Hierein stimme ich überein; nur halte ich die Nebengesteinsschollen im Fürstensteiner Gebiet nicht für vergneistes Grundgebirge, sondern für dioritische Erstarrungsgesteine. In diesen Dioriten finden sich des öfteren die scharf begrenzten Gneiseinschlüsse, welche eine „Dioritisierung" von Gneis in situ ausschließen. Sie beweisen, daß die Diorite sich als teilbewegliche Masse gegenüber dem Gneisrahmen bewegt haben müssen und dabei Schollen der Festgesteine in sich aufgenommen haben. Sie müssen hierbei mindestens ein Schmelzbrei gewesen sein. Falls die Diorite hybriden Charakter besitzen, haben sie ihn in größerer Tiefe erworben. Es ist als offen zu bezeichnen, ob sie aus einer „Palingenese" aus älterem Festgestein oder durch Reaktion einer basischeren Schmelze mit Paragesteinen entstanden sind.

Die Kontakterscheinungen mit jüngerem Granit und die daraus hervorgegangenen gemischten Typen in Stbr. Nr. 4, 14 und 36 sowie 29 bis 31, die Drescher in dieser Weise bespricht, sind aber lediglich ein Teil der dioritischen Gesteine um Fürstenstein.

Nicht folgen kann ich Dreschers Ausführungen (S. 518 f.), die im wesentlichen einen Abschluß der Umkristallisation des Grundgewebes bei der Feldspatbildung („— gleichgültig ob Plagioklase oder Kalifeldspäte —") fordern. Drescher meint, die „blastischen Feldspäte" zeigten keinerlei Einflüsse einer sekundären Umwandlung, während eine deutliche Kontaktstruktur des Grundgewebes vorläge. Einfach gesagt, sehe ich das Gefüge so: Der feinkörnige Diorit wurde durch granitische Schmelzlösungen und Diffusionen aufgeweitet, aufgeweicht oder sogar teilweise aufgelöst. Kalifeldspat- und Albitsubstanz wanderte ein. Ein Teil der Grundmasse rekristallisierte. Einsprenglingsplagioklase (Anorthitgehalt!) blieben zum größten Teil erhalten und wurden mit saueren Mänteln versehen (vgl. Drescher, S. 519). Neue Kalifeldspäte sproßten entweder idiomorph oder xenomorph auf, und sauere Plagioklase kristallisierten um Grundgewebseinschlüsse, bevor das Mischgestein endgültig erstarrte.

Drescher (S. 519) möchte nun die typische Pflasterstruktur des Grundgewebes als vor der Metamorphose abgeschlossen ansehen und sie einer ersten Injektionsvergneisung zuordnen. Ich halte diese „Vergneisung" für unbewiesen. Die „blastischen Plagioklase" Dreschers weisen sich durch die Häufigkeit ihrer Zwillingsgesetze und durch ihren feinen und vielgliedrigen Zonarbau als in Schmelze ausgeschiedene Kristalle aus. Eine „prägranitische Metamorphose" (S. 520) der Titanitfleckengesteine gibt es nicht. Ihr Beweis müßte durch Gefügeanalysen geführt werden. Aber es gibt so häufig gerichtete Gefüge in Schmelztektoniten, daß auch der Nachweis der Regelung von Mineralien keine genetisch ausschlaggebende Bedeutung besitzen könnte.

Das trifft auch auf den Mischdiorit des Stbr. Gramlet (Nr. 14) zu. Drescher (S. 520) billigt, daß seine (bei der primären Metamorphose gebildeten) Plagioklase durch die folgende Graniteinwirkung nicht merklich verändert worden sind. Das sind sie auch nicht, wenn sie aus dioritischer Schmelze auskristallisierten.

Auf S. 522 nennt Drescher neben Paragesteinen noch metamorphe Lamprophyre im weiteren Sinne als mögliches Ausgangsmaterial der Diorite. Auch diese Ansicht teile ich nicht, da sich nicht die geringsten Anzeichen dafür fanden.

Die Hornblende, welche stets nur in Gesteinen mit stärker Mg-haltigen Biotiten auftritt, zeichnet sich durch niedrigen Achsenwinkel, Felderteilung, Diffusionsfleckigkeit und eine mittlere Auslöschungsschiefe n_z/c von 17—21° aus. Dem entspräche nach Tröger (1952) ein Mg-(Fe″, Mn, Ti)-Verhältnis von 1 : 1 im Mittel (Streuung Mg_{60-30}). In den Gneisschollen sind Mg-reiche Hornblenden von Mg_{90-80} zu finden. Bei Annahme von Resorptionen hornblendeführender Gneise durch Diorit ist also eine Rekristallisation oder diffuse Änderung der Hornblenden zu fordern. Die Fleckigkeit möchte ich durch diffusen Ca-Entzug in spätmagmatischer Phase erklären. Die Ca-Armut der Hornblenden drückt sich im Normus gegenüber dem Modus dadurch aus, daß er niedriger ist, da für die Hornblendebildung stets folgende vereinfachte Formel benutzt wurde: $4\,CaO \cdot 8\,(Mg, Fe)\,O \cdot 2\,Al_2O_3 \cdot 14\,SiO_2 \cdot (2\,H_2O)$. Nur wenn man einen Al_2O_3-Überschuß in Kauf nimmt, wäre auf Kosten des Anorthitgehaltes rechnerisch ein vermehrter Hornblende-Anteil des Normus möglich. Mit der Biotitisierung der Hornblenden, die eine Folge von K-Zufuhr ist, geht zeitlich wohl ein Ca-Entzug der Hornblenden parallel. Die sehr hohen Werte für die optischen Achsenwinkel der Hornblenden ($2\,V_x$ im Mittel 83°) und ihre Auslöschungsschiefen (n_z/c = 21—26°) in den Hornblendenadel-Dioritporphyriten deuten nach Tröger gemeinsam auf einen Mg-Gehalt von ca Mg_{90}. Diese Hornblenden sind im Gegensatz zu denen in den Quarzglimmerdioriten bräunlich gefärbt.

Biotit ist, wie schon oben besprochen, oft spätmagmatisch aus Hornblende entstanden oder während der Kontaktmetamorphose durch jüngere Granite aus ihr hervorgegangen. In Tab. 1 ist neben einer Übersicht über die Schwermineralien auch der Wechsel der Biotitfärbung während der Intrusionsfolge angegeben. Nach Hall (1941, S. 30) ist sie in erster Linie ein Maß für

den TiO_2-Gehalt des Minerals. Gleichzeitig ist aber auch das Mg-Fe-Verhältnis für die Farbe mitbestimmend. Die für n_z erkannten Farben (s. mikroskopischer Teil) stimmen gut mit dem normativ errechneten Mg-Fe-Verhältnis überein, selbst wenn man berücksichtigt, daß während der chemischen Aufbereitung des Materials bereits eine Oxydation von Fe″ zu Fe‴ einsetzt. Nach Ausklammerung der Hornblende, deren Mg-Fe-Verhältnis annähernd aus der Optik bekannt ist, und nach Abzug eines Erzwertes, der etwa dem modalen entspricht, läßt sich das restliche Fe bzw. Mg der chemischen Analyse in Biotit umrechnen, für den die vereinfachte Formel $6\,(Mg.\,Fe)\,O \cdot K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2 \cdot (2\,H_2O)$ gewählt wurde (s. S. 96). Durch diese Rechnungs- und Betrachtungsweise entsteht das noch hypothetische Bild eines Mg-Fe-Verhältnisses der Biotite, das interessant genug ist, auch wenn seine endgültige Richtigkeit durch Mineralanalysen noch nicht geprüft ist. Die Zusammensetzung der Biotite scheint demnach im Laufe der Intrusionsfolge von Mg-reichen Kristallen auf die Seite der Fe-reichen Biotite, die in n_z braun, bei hohem TiO_2-Gehalt rotbraun erscheinen, zu wandern. Der Wechsel ist folgender:

	Mg : Fe-Verhältnis
Hornblende-Glimmerdiorit	2 : 1
Quarzglimmerdiorite	3 : 2
Hornblende-Biotit-Fleckengranite . .	3 : 2
Tittlinger Granit	1 : 1
Eberhardsreuther Granit	1 : 3
Saldenburger Granit	1 : 4

Die Kontaktdiorite des Saldenburger Granits können ein durch Rekristallisation bis zu 2 : 3 verändertes Mg-Fe-Verhältnis erreichen. Die Dioritporphyrite haben Mg-reiche Biotite.

Der Plagioklas als das dominierende Mineral beeinflußt natürlich den Stoffbestand des jeweiligen Gesteins gewaltig. Daher wurde auf seine genaue Erfassung Wert gelegt. Zonarbau, Entkalkungen und sauere Rinden infolge Kristallisationsverlauf oder Kontaktdiffusion erschweren die Messungen sehr und drücken die Genauigkeit. Wenn es nicht gelingt, aus den Plagioklas-Messungen einen sicheren mittleren Anorthitgehalt des Gesteins zu berechnen, so verhilft der normative Anorthitgehalt zu einer annähernden Bestimmung. Die Abweichungen beider Werte (bis zu einem um 5% erhöhten Normus) sind immerhin erklärlich (s. o.). Schon Marchet (1941) wies auf sie hin und stellte den Schliffmessungen die Berechnungen aus Granit- (S. 341—342) und aus Ganggesteinsanalysen (S. 350—353) gegenüber. Bei den Ganggesteinen liegen die normativen Anorthitwerte meist unter den gemessenen. Das kann daran liegen, daß der in Hornblende gebundene Ca-Anteil in Wirklichkeit kleiner ist als der in Rechnung gestellte. Ferner mögen daran auch der Zonarbau der Plagioklase und nicht gemessene sauere Kristalle der Zwischenmasse schuld sein. Weitere Fehlerquellen sind in der Berechnungsmethode des Normus, da unbekannt ist, wieviel Albitmolekül in Kalifeldspat geht. Durch diese Variation würde der Anorthitgehalt der Granitplagioklase, besonders im Saldenburger Granit und im Granitaplit angehoben.

Plagioklas ist ferner ein empfindlicher Anzeiger von Stoffverschiebungen am Kontakt, in der Endphase der Intrusion und bei der Verwitterung. Die sich

gleichenden Anorthitgehalte der dioritischen und granodioritischen Gesteine, die sich in den optischen Messungen der Kerne von Einsprenglingen und im Normus ausdrücken, fassen beide Gesteinsgruppen genetisch zusammen. Die Plagioklase mit ihrem Zonarbau bekunden die eruptive Natur der Fürstensteiner Diorite. Die geringe Schwankungsbreite der saueren Plagioklasrinden von ca. An_{20} bei allen Gliedern der alten Intrusionsserie bis zum Tittlinger Granit einschließlich ist bemerkenswert.

Der Kalifeldspat ist etwa umgekehrt proportional der Basizität der Intrusiva verteilt. In den einzelnen Typen, ausgenommen den Mischtypen, bleibt er dagegen mehr oder minder konstant. Das erhärtet die Auffassung, daß sich unbeeinflußte Eruptiva von Mischformen zweier Eruptivkörper mit den angewandten Methoden der Modalanalysen klar trennen lassen.

Der Quarz verhält sich ähnlich. Seine Schwankungen können in einem einzelnen Gestein noch größer sein, wie am Beispiel des Saldenburger Granits aufgezeigt wurde.

Was die Tonerde anbetrifft, so ist ihr Überschuß im Passauer Wald größer als im Mühlviertel. Das geht aus den chemischen Analysen der jungen Granite hervor. Bei den Kontaktgesteinen der Granite ist das gleiche zu beobachten. Auch der absolute Al_2O_3-Gehalt verwandter Gesteine, z. B. der basischen Ganggesteine zeigt diese Tendenz deutlich.

Den größten Tornerdeüberschuß besitzt der Saldenburger Granit, obgleich ihm Tonerdeüberschuß-Mineralien wie Sillimanit, Andalusit, Spinell, Cordierit usw. fehlen. Im Innern des Massivs ist auch kein Muskovit vorhanden. Der Gehalt an Biotit ist vergleichsweise so bescheiden, daß er keine Tonerdeübersättigung bedingen kann. Es bleiben nur zwei Möglichkeiten, die Erscheinung zu erklären: Entweder auf pneumatolytischem Wege oder durch die Einflüsse der tertiären Verwitterung ist der Ca- und Alkali-Inhalt des Gesteins teilweise ausgelaugt, ohne daß die Silikate zusammengebrochen sind. Eine Wanderungsfähigkeit von Al_2O_3 ist nirgends belegt (vgl. Karl 1959, S. 44); deshalb muß man mit einer Anreicherung durch Abwandern anderer Komponenten rechnen.

Im Vergleich zu allen angegebenen Vergleichsanalysen des umgebenden Gebietes fällt auf, daß der Phosphatgehalt der jungen Massen- und Ganggesteine des Fürstensteiner Gebietes zu denen Oberösterreichs um mindestens ein Drittel höher liegt. Man könnte eine verstärkte Palingenese P-haltiger Paragneise als Ursache annehmen, andererseits wissen wir noch recht wenig über den Phosphat-Stoffhaushalt bei Palingenese und Diatexis, so daß dies nur als Vermutung geäußert werden kann.

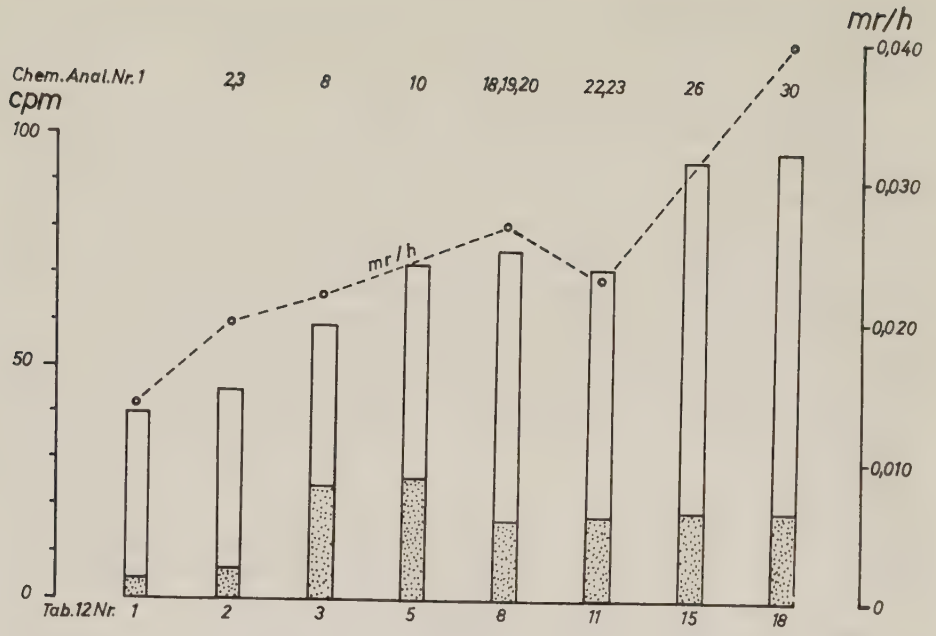
VI. Die radioaktiven Substanzen

Meßmethoden: Die Strahlungsintensität der Intrusivgesteine wurde sowohl an vielen Punkten im Gelände als auch an Proben im Labor gemessen[8]).

Im Gelände kam stets dasselbe Scintillometergerät mit konstanter Eichung zum Einsatz, so daß die Meßwerte untereinander vergleichbar sind. Es zeigt die Intensität in Milliröntgen/Stunde (mr/h) an. Im Labor dagegen messen die verwendeten Zählrohre die Impulse/Minute (cpm = counts per minute). Die Messungen erfassen die Beta-Gamma-Strahlung.

---

[8]) Ich möchte Herrn Dr. H. Ziehr an dieser Stelle besonders für seine Bereitschaft danken, die eine Untersuchung der Proben im Labor ermöglichte.



Diagr. 4. Radioaktivität der Intrusivgesteine von Fürstenstein (Beta-Gamma-Strahlung):
a) Reduktion des cpm-Gesamtwertes einzelner Gesteine um den auf ^{40}K entfallenden Betrag (unpunktierter Säulenanteil). 14 cpm = 1 % K_2O aus der chemischen Analyse.
b) Zum Vergleich Mittelwerte der Geländemessungen in mr/h (Kreise und gestrichelte Linie). Numerierung wie in Tab. 12 (S. 123).

Darstellung: Die Meßergebnisse sind in Tabelle 12 (S. 123) für die einzelnen Glieder der Intrusionsfolge zusammengestellt. Die Haupttypen sind noch gesondert in Diagr. 4 graphisch wiedergegeben.

Ergebnis: Diagr. 4 zeigt eine gute Übereinstimmung der Geländemessungen (mr/h) mit denen im Labor (cpm). Vom Gesamtstrahlungswert läßt sich der Teil, der auf das strahlungsaktive ^{40}K entfällt, abgrenzen, indem man aus der chemischen K_2O-Bestimmung des betreffenden Gesteins die dem K_2O-Gehalt entsprechenden cpm-Werte (14 cpm = 1 % K_2O) ermittelt. Der verbliebene Rest der Gesamtstrahlung geht dann auf das Uran und Thorium in den akzessorischen Schwermineralien zurück. Die Darstellung in Diagr. 4 zeigt ferner, daß der durch Uran und Thorium hervorgerufene Strahlungsanteil nicht gleichsinnig mit der Gesamtradioaktivität vom basischen Beginn bis zum saueren Ende der Intrusionsfolge ansteigt, sondern in den Graniten wieder absinkt.

Ein Vergleich der Modalanalysen und Schliffuntersuchungen erweist, daß die radioaktiven Mineralien in den Dioriten stärker konzentriert sind als in den Graniten, wenn auch diese neben Apatit im Zirkon und Monazit zwei kräftig strahlungsaktive Mineralien besitzen. Die radioaktive Mineralgesellschaft der Quarzglimmerdiorite (vgl. Tab. 1) umfaßt Orthit, Apatit, Titanit, Zirkon und Xenotim. Da 2 cpm = 0,001 % Uranäquivalent (1 g/t) sind, besitzen die Quarzglimmerdiorite in ihren Akzessorien ca. 12 g Uran-Äquivalent pro Tonne Gestein.

Tabelle 12

Radioaktivitätsmessungen an Gesteinen des Fürstensteiner Intrusivgebietes

	Mittelwert mr/h	Zahl der Meßpunkte	max. Wert	min. Wert	Mittelwert cpm	Zahl der Bestimmungen	max. Wert	min. Wert
1. Plagioklasdiorit von Unterpolling	0,014	1	—	—	40	3	—	—
2. Paradiesdiorit	0,020	1	—	—	45	3	—	—
3. Steininger Quarzglimmerdiorit	0,022	3	0,023	0,020	59	14	75	30
4. Titanitfleckendiorit	0,019	2	0,020	0,018	72	2	75	70
5. Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspat-Großkristallen	—	—	—	—	72	3	80	65
6. Panholzer Quarzglimmerdiorit	—	—	—	—	77	8	90	60
7. Tittlinger Mischdiorit	0,017	3	0,018	0,016	58	9	80	35
8. Hornblende-Biotit-Fleckengranite	0,027	3	0,028	0,025	75	8	100	55
9. Alte feinkörnige Ganggranite	0,017	3	0,019	0,016	63	8	87	40
10. Ganggranite im Gneisgebirge	0,035	16	0,060	0,017	109	12	130	90
11. Tittlinger Granit	0,023	14	0,030	0,017	71	12	85	55
12. Zweiglimmergranite	0,024	22	0,038	0,012	72	37	100	25
13. Zweiglimmergranite mit Kalifeldspat-Großkristallen	0,032	1	—	—	100	2	110	90
14. mylonitisierte Zweiglimmergranite	0,022	1	—	—	83	4	100	43
15. Hybridgranite im allgemeinen	—	—	—	—	94	4	100	85
16. Saldenburger Granit, Massiv	0,040	13	0,060	0,025	88	41	150	60
17. Saldenburger Granit, Kontakt	0,040	15	0,060	0,032	109	25	130	85
18. Saldenburger Granit, insgesamt	0,040	28	0,060	0,025	96	66	150	60

C. Magmatektonische Beschreibung

Vorbemerkung und Literatur: Das Intrusivgebiet und sein Rahmen wurde in den zwanziger Jahren eingehend magmatektonisch untersucht. Als Mitarbeiter von H. Cloos (1923 und 1927) führte Scholtz (1927) statistische Kluft- und Gangmessungen durch und beschrieb die flächigen und linearen Elemente der jungen Magmenkörper.

Drescher (1925) ergänzte ihn durch Konzentration der Methoden auf das engere Dioritgebiet von Fürstenstein. So erübrigen sich an dieser Stelle lange Ausführungen, zumal Vieles aus der magmatektonischen und geologischen Karte entnommen werden kann.

Die magmatektonischen Messungen wurden als Ergänzung im Hinblick auf die früheren Arbeiten gewonnen und behandeln daher vor allem das bisher ungegliederte junge Saldenburger Granitmassiv. Der Text führt lediglich einige wichtig erscheinende Punkte an.

I. Die Quarzglimmerdiorite und granodioritischen Gesteine

Mit dem Nachweis der Eruptivnatur der Diorite (s. o.) taucht die Frage nach ihrer ehemaligen Gestalt auf. Hier können, da das Nebengestein der Dioritschollen heute losgelöst oder aufgezehrt ist, nur Merkmale des mikroskopischen und makroskopischen Gefüges weiterhelfen. Die Form von Gängen oder länglichen, in Fugen eingedrungenen Stöcken konnte durch nichts besser nachgewiesen werden als durch eine genaue geologische Kartierung (vgl. Karte), die durch Schliffuntersuchungen bestätigt ist. Ohne diese erstmalige Kartierung im Maßstab 1 : 25 000 wäre es nicht sinnvoll gewesen, das Problem aufzugreifen. Aus der geologischen Karte ist ersichtlich, daß die Quarzglimmerdiorite aus ihrem alten vergneisten Nebengesteinsmantel von jüngeren Intrusionen herausgelöst und von quergreifenden Apophysen, Gängen und breiten Granitbahnen in ein Schollenmosaik zerlegt wurden. Es ist unschwer möglich, die einzelnen Schollenteile wieder zu kilometerlangen, gangartigen Körpern zusammenzufügen. Da als einzige ältere Gesteine katazonale Paragneise den Rahmen des Intrusivgebietes aufbauen und im Diorit nur in Schollenform vorliegen, müssen die Quarzglimmerdiorite in die Gneise eingedrungen sein. Cloos sah das 1923 schon ganz deutlich. Während im Fürstensteiner Gebiet keine größeren Nebengesteinsteile der Quarzglimmerdiorite erhalten sind, ist der Verband weiter im E bis nach Waldkirchen zu sehen, da dort mannigfaltiger ausgeprägte Dioritkörper unmittelbar im Gneis stecken.

Der Streit zwischen Drescher (1925 und 1930, S. 526, Punkt 5) einerseits und Scholtz (1927) sowie Graber (1933) andererseits ging darum, ob die Fürstensteiner Granitintrusionen und die des östlichen Gneisgebirges als analoge oder verschiedenartige Vorgänge zu betrachten seien. Für die erste Ansicht traten Scholtz und Graber ein. Ich schließe mich ihnen an, da alle meine Beobachtungen von Gneis/Diorit-Kontakten, gleichgültig ob im Großbau oder an Schollen eine Ausnahme im gesamten Passauer Wald ergaben, daß die Kontakte stets scharf und ungebuchtet, kurz einfacher Art und Zeugen eines kalten, bereits verfestigten Gebirges während der Granitintrusion waren.

Es schließt sich die Frage nach dem relativen Alter der Diorite zueinander an, insbesonders der Fürstensteiner Diorite gegenüber denen des Gneisgebirges. Der Gefügeunterschied kann, was Lagentextur und Verformung anbelangt, beträchtlich sein. Fischer (freundliche mündliche Mitteilung) ist der Auffassung, es gäbe ältere

Diorite, die noch von kräftigeren tektonischen Bewegungen im Ausklang der variskischen Orogenese erfaßt worden sind, und jüngere, wie z. T. die Fürstensteiner Vorkommen, die erst nach Abklingen der Metamorphose Platz genommen hätten. Ich glaube, daß die zeitliche Differenz eine geringere Rolle als die Konstitution des Nebengesteins bei der Intrusion spielte. Ich bin nämlich der Ansicht, daß nach der Verfestigung der Paragneise beim Einsetzen des Plutonismus die tektonischen Bewegungen schon auf gewissen Leitlinien verliefen. Das Fürstensteiner Gebiet könnte damals ein geschonter Raum der Einengung infolge regionaler Abkühlung nach der Metamorphose gewesen sein. Die meist NE-gerichteten Dioritkörper wären dem nach möglicherweise z. T. auf Querklüften des verfestigten Gneisgebirges aufgestiegen, zu einem anderen Teil wie das Ausgangsmaterial der jetzigen Titanitfleckendiorite parallel zum Streichen der Gneise. So entstand das heutige Bild der Schollen, die sich überkreuzend, in NE- und NW-Richtung angeordnet sind. Der Schnittpunkt liegt im Zentrum des Dioritgebietes bei Steining 1 km S Fürstenstein (vgl. Scholtz 1927, S. 173—175).

Der Streit um die Aufbruchszone der Granite, die den Dioriten auf gleichen Bahnen gefolgt sein sollen, sei nur gestreift. Scholtz (S. 175) sagt: „Die Diorite liegen heute im wesentlichen auf der Scheitelzone der Granite, d. h. doch wohl über deren Aufbruchszone." Drescher (1930, S. 465) lehnt eine Aufbruchszone insoweit ab, als sie einen genetischen Zusammenhang zwischen den Dioriten des Gneisgebirges im SE und denjenigen von Fürstenstein herleiten will und damit ihre eruptive Entstehung deutlich machen soll. Den Wert, den beide Autoren der Klüftung beimessen, erkenne ich nicht an. Wichtiger erscheinen mir die inneren Elemente der Magmatektonik wie Streckung, Faser etc.

Drescher (1925, S. 47) möchte in den schwach schiefrigen Primärtexturen einiger Titanitfleckendiorit-Schollen noch eine erhaltene ehemalige Schichtung sehen. Die kühne Auffassung dürfte heute niemand mit ihm teilen.

Mir ist unverständlich, wie er außer dieser Beobachtung von Schichtung und der einer allgemeinen Regionalmetamorphose der Gneise noch eine erneute Injektionsmetamorphose zwischen Grundgebirgsvergneisung und Granitbildung (1930, S. 485) annehmen kann, also eine zweifache Metamorphose (S. 491). Zu der Möglichkeit eruptiver Diorite sagt er dabei (S. 485): „Wenn wir es im vorliegenden Fall (es ist dieselbe Lokalität wie 1925, S. 47 gemeint) mit echten eruptiven Dioriten zu tun hätten, so müßten diese Gesteine während oder nach ihrer Platznahme im bereits vergneisten Grundgebirge durch mechanische Vorgänge so gründlich verschiefert worden sein, daß auf der Schieferungsebene sauere Injektionen intrudieren konnten." Mit letzterem Gedankengang möchte er die Eruptivnatur der Diorite ausschließen. Es ist nicht unmöglich, daß örtlich Diorite im Anschluß an ihre intrusive Platznahme durch Scherbewegungen entlang ihren Ganggrenzen so weit verschiefert worden sind, daß etwas spätere Granite imbibieren konnten. Sowohl die Tektonik der Flußspatgänge als auch die Pfahltektonik zerfielen sicher in eine große Anzahl einzelner Akte. Dieser Befund fordert aber keineswegs die Einschaltung einer eigenen Orogenese zwischen Gneistektonik und Granitplutonismus. Auch schließt er die Eruptivnatur der Diorite nicht aus.

Wichtiger erscheint es mir, die Frage zu beantworten, wieso die Titanitfleckendiorit-Schollen mit herzynischem Innengefüge auch mit gleichem Streichen in den Granit eingeordnet sind, obwohl dieser selbst mit seiner Faser NE- bis E-orientiert ist. Drescher erwähnt das gleiche Phänomen (1925, S. 17) von Diorit und Zweiglimmergranit. Der Tittlinger Granit, dessen Regelungsplan der Biotitstreckung von N 45° E im N des Massivs nach N 90° E und weiter bis N 120° E im S des Massivs umschwenkt, zeigt gegenüber dem Titanitfleckendiorit keine Kraft, diesen umzuorientieren. Er paßt sich ihm vielmehr an und greift ihn nach seiner besten Wegsamkeit statisch-chemisch an. So begegnet man immer dem gleichen Bild, daß die Titanitfleckengestein-Schollen regelmäßig in NW—SE-Richtung ausgeschwänzt sind. Eine Auflösung findet demnach bevor-

zugt parallel zur Regelung durch Aufblättern statt. Der Tittlinger Granit ist also nicht gewaltsam, sondern langsam und vorsichtig in vorgezeichnete Schwächezonen des Nebengesteins eingedrungen. Der ganze Raum stand unter schwachen dehnenden Spannungen, die nach S oder SW wahrscheinlich an eine Scherzone mit NW—SE-Streichen anschlossen. Man ist versucht, dabei an die alte Störungslinie des Nebenpfahles von Aicha (Bl. Vilshofen) und Hals (Bl. Passau) zu denken.

Drescher geht 1930 (S. 479) ausführlich auf die Ungleichförmigkeit in der Ausbildung der Fürstensteiner Gesteine ein. Ich folge ihm bis zu dem Gedanken, die Ungleichförmigkeit erschwere es außerordentlich, die Gesamtheit der Fürstensteiner Diorittypen als reine Eruptivgesteine aufzufassen. Ich führe die Ungleichförmigkeit z. T. auf primär verschiedene Differentiate eines Herdes, z. T. auf Mischformen mit jungen Graniten zurück. An der Gefügeausbildung waren ferner die Abkühlungsdauer, der Gasgehalt der Schmelze, der Reichtum an Gneisschollen und Resorptionen beteiligt, Faktoren, die ja oben im einzelnen ausgeführt sind. Diese Umstände erscheinen als zureichende Erklärung für die Mannigfaltigkeit der Ausbildung der Diorite. Die Schlierigkeit, von der Drescher (1925, S. 15) spricht, ist eine Folge der Diorit/Granit-Kontakte, wie das am besten der Geländebefund (Stbr. Nr. 4, 15 und 36) zeigt. Das mikroskopische Gefüge (s.o.) ist ein weiteres Indiz für die ehemalige Gang- oder Stockform der feinkörnigen Quarzglimmerdiorite. Es weist auf eine verhältnismäßig schnelle Abkühlung der Intrusionen hin. Wahrscheinlich sind die Diorite bis an die Obergrenze des Niveaus aufgestiegen, soweit es ihnen die pT-Bedingungen und die Wasserdampfkonzentration gestatteten. Allein der mittelkörnige Paradiesdiorit weicht im Gefüge ab (s. o.). Er besitzt keine Gneisreste, auch nicht am Kontakt. Entweder ist dafür seine hohe Temperatur bei der Intrusion verantwortlich, oder er ist eine von jüngeren Magmen emporgeschleppte Scholle aus größerer Tiefe, die in extremer Weise das verwirklicht, was Scholtz (1927, S. 175) von allen Dioriten annimmt: „Die mittelkörnigen Granite haben die gleichen Wege benutzt, wie ihre basischen Vorläufer, die sie dabei aus ihrem Verband mit dem Gneis herausgeschält, hochgehoben und in Schollen aufgelöst haben." Vielleicht handelt es sich bei ihm aber auch um die zentrale Füllung in einem größeren Gang oder Stock, die dem unmittelbaren Kontakt gegen Gneis entzogen war und daher keine Gneisschollen führt.

Den Ablauf der magmatischen Vorgänge im einzelnen nachzuzeichnen, wird nie ganz gelingen. Im großen und ganzen erkläre ich sie als nicht abreißende Kette von Ereignissen gegenüber der ruhigen, aber wohl viel längeren Zeitdauer, die zwischen der Anatexis und dem Beginn der Dioritförderung liegt.

II. Die Granite

Als wichtigstes neues Ergebnis betrachte ich die Zäsur in der Intrusionsfolge, die aufgrund der mit Feldbeobachtungen gekoppelten Dünnschliffuntersuchungen zwischen Tittlinger Granit und die Zweiglimmergranite fällt. Außer den Verschiedenheiten der beiden Granite hinsichtlich des Habitus ihrer Mineralien, ihrer Mineralvergesellschaftungen und ihres Mineralchemismus trennen sie ihre Gefügeausrichtung und chemische Aktivität gegenüber den dioritischen Gesteinen. Der Hiatus zwischen ihnen wird sehr deutlich an den

Kontakten, die z. B. zwischen Tittlinger und Saldenburger Granit sehr scharf sind (s. Abb. 21). Aus diesem Sachverhalt ist zu schließen, daß der Hiatus zwischen ihnen größer war als der zwischen Tittlinger Granit und den voraufgegangenen Hornblende-Biotit-Fleckendioriten. Hierin möchte ich die Ansichten von Scholtz (1927, S. 176) differenzieren, die Diorite seien noch nicht erkaltet gewesen, als eine neue Intrusionsphase mit granitischen Schmelzen folgte. Er sagt weiter: „Die hauptsächlich auf der nordöstlich streichenden Fuge intrudierenden mittelkörnigen Granite drangen in die Kontaktfugen zwischen Gneis und Diorit und hoben letztere aus ihrem Verband mit dem Gneisgebirge heraus." Es ist hier jedoch klar zwischen den beiden mittelkörnigen Graniten zu unterscheiden. Wenn Scholtz fortfährt: „Aus der innigen Durchtränkung der Granitschmelze mit den in ihr schwimmenden Dioriten entstammt wohl das Engelburgit bezeichnete Mischgestein", so gilt das nur für den mittelkörnigen Tittlinger Granit, in dessen Bereich allein Titanitfleckenbildung vorkommt.

Dreschers Ausführungen (1925, S. 13 f., P. 2 bis 4) sind daher zu berichtigen. Es gibt verschiedene Granittypen E Fürstenstein, doch die Frentzelschen Varietäten des Passauer Waldgranites gibt es nicht, weil der Tittlinger Granit einen eigenen Typ darstellt und strukturell im S von einem NE- in ein SE-Streichen umschwenkt (s. o.). Der Teil des Tittlinger Granites mit SE-Streichen nannte Ferntzel Hutthurmtyp (über den ehemaligen basischen Eginger Granit s. o. unter Kap. Hornblende-Biotit-Fleckengranit, Varietät Preinting). Dieser Typ entfällt also. Dafür erscheinen die Zweiglimmergranite als selbständige Intrusion. Wenn der Name Passauer Waldgranit nach dem Vorbild von Scholtz aufgegeben wird, so in der Einsicht, daß der Hiatus zwischen Tittlinger Granit und Zweiglimmergranit es nicht erlaubt, hier nur von Varietäten zu sprechen (s. mikroskopischer Teil).

Um so mehr ist die Auffassung Dreschers (P. 4) zurückzuweisen, der den Tittlinger Granit als feinerkörnige Randfazies des Saldenburger Massivs deuten wollte (vgl. dazu Drescher 1930, S. 471, wo er selbst von scharfen, meßbaren Grenzen zwischen Tittlinger und Saldenburger Granit spricht).

Drescher (1925, S. 12) gibt an, daß bei den Kristallgranitgängen des Höhenberges jegliche Salbanderscheinung fehle. Das ist nicht der Fall. An vielen Stellen des Kontaktes kann man nämlich beobachten, wie sich durch Verdriftung von Kalifeldspatgroßkristallen im Magma ein feldspatreicher Randsaum von dm-Dimension gebildet hat (s. Abb. 17). Wäre der Tittlinger Granit bei der Intrusion des Saldenburger Granits noch nicht erstarrt gewesen, wäre die Kontaktfläche nicht so scharf und geradlinig, so daß nur ab und zu Schollen von Tittlinger Granit mechanisch aus ihrem Verbande gelöst wurden (s. Abb. 12), während doch der Saldenburger Granit selbst Teile von Dioritkörpern aufzulösen vermochte.

Drescher (1925, S. 12) möchte die Lagerschliere von Kristallgranit im mittelkörnigen Granit des Bruches NE Schloß Fürstenstein (Stbr. Nr. 34, s. a. Abb. 18) als Hinweis für einen geringen Altersunterschied heranziehen, übersieht dabei aber, daß der mittelkörnige Granit in diesem Steinbruch kein Tittlinger Granit, sondern selbst Randfazies des Saldenburger Granits ist.

Die Gefügeeigenschaften des Eberhardsreuther Granits sind oben zur Genüge geschildert worden. Fragen relativen Alters gegenüber älteren Intrusivkörpern der Fürstensteiner Serie entfallen, da sie im abgelegenen Eberhardsreuther Granit nicht mehr vorkommen. Ebenfalls ungeklärt muß seine feine Rissigkeit bleiben. Die Kartierung erbrachte, daß der Granitstock flach unter den Gneisrahmen einfällt (s. o.). Das Gefüge des Saldenburger Granits schließlich wird nur von den Kalifeldspatgroßkristallen, die echte Einsprenglinge sind, markiert. Scholtz (1927, S. 177) kennzeichnet den Intrusionsvorgang mit den Worten: „Die Intrusion beginnt im Süden mit der Förderung zunächst gleichkörniger, stellenweise turmalinführender Zweiglimmer-

granite, denen bald porphyrische Granite folgen." Ich halte sein Ergebnis als den Tatsachen sehr nahekommend. Die turmalinführenden Zweiglimmergranite, am schönsten südlich der Eisenbahnlinie Fürstenstein—Nammering ausgebildet, haben durchweg eine kräftige Streckung, die NW—SE verläuft, während die des Saldenburger Granits nahezu senkrecht dazu steht. Es ist dies das beste Unterscheidungsmerkmal; doch gibt es Grenzpartien, wo die zweite Textur die erste überdeckt, und man nicht sagen kann, welcher von beiden Graniten vorliegt.

Ein Umschwenken der Faser der Biotite und ihrer flächigen Textur von NE- in SE-Richtung, wie es weiter oben beim Tittlinger Granit angedeutet ist, könnte auch im Südteil des Saldenburger Massivs als Streichrichtung der Kalifeldspattafeln vorliegen. Dieses Verhalten der Textur beider Massive und die noch ausgeprägtere NW—SE-Textur der südlich anschließenden feinkörnigen Zweiglimmergranite machen den Eindruck, als ob eine NW—SE-streichende Bewegungszone im S verlaufe, die bereits bei der Erstarrung der Granite tätig war. Frühe Bewegungen an der Pfahlzone von Aicha, die mit dem Donaurandbruch ein System bildet, könnten diese Spannungen veranlaßt haben.

Die Aufbruchszone des Saldenburger Granits zu ermitteln, wie es Scholtz versucht hat, und Drescher (1930, S. 476 f.) mit Recht in Zweifel zog, ist mit Mutmaßungen nicht möglich. Es blieb nach diesem Deutungsversuch nur ein anderer übrig, nämlich durch Bestimmung seines inneren Gefüges etwas über die Form des Massivs aussagen zu können. Zu diesem Zwecke wurden, wo immer sich im Massiv durch Aufschlüsse, meist Felsgruppen, Gelegenheit bot, einige hundert Messungen der Kalifeldspatregelung vorgenommen und in einer Karte (s. Kartenbeilage) zusammengestellt. Der Bauplan des Gefüges ist dem Habitus des Saldenburger Granits zugeschnitten. Er weicht merklich von dem der anderen jungen Kristallgranite des Moldanubikums ab. Die Kalifeldspäte sind verhältnismäßig kurztafelig. Sie sehen gedrungen aus. Dieser Eindruck wird durch die Dicke der nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Tafeln noch verstärkt. Diesem Habitus der Kalifeldspäte ist es zuzuschreiben, daß die Regelung ihrer (010)-Flächen nicht nur einfach linear verläuft (Hauptregelung), sondern daß daneben oft eine ± senkrecht auf der Hauptregelung stehende (010)-Flächenregelung (Nebenregelung) sichtbar wird (s. Abb. 23). Die Regelung im Saldenburger Granit läßt sich deshalb einem rhombischen Symmetrieplan zuordnen. Selbst in schlierigen Partien kann er noch kenntlich sein (s. Abb. 23 c). Ich möchte ein derartiges gekreuztes Flächenstreichen von Großkristallen „Gitterregelung" nennen.

Die Verteilung der Regelung auf den Körper erscheint folgendermaßen: Die Hauptregelung pendelt um N 45° E von N 30° E bis N 60° E; am Kontakt können sich die Werte bis N 10° E bzw. N 80° E ändern. An den Kontakten ± senkrecht zur Hauptregelung bleibt diese in der Regel erhalten, also am NE- und SW-Rand des Massivs; an den SE- und NW-Seiten des Ovals dagegen legen sich die Kalifeldspäte ± kontaktparallel. Die Nebenregelung richtet sich dabei streng nach der Hauptregelung. Die mechanischen Kräfte der Schmelzbewegung waren anscheinend in der Lage, analog der allgemein verbreiteten Strömungseinordnung, z. B. transportierter Geschiebe in Flüssen, Kalifeldspäte bis zu einem bestimmten, von der Hauptregelung abweichenden Winkelmaß einzuschlichten, während die fast senkrecht dazu gesproßten Feldspattafeln bevorzugt senkrecht zur Hauptströmung verdriftet wurden.

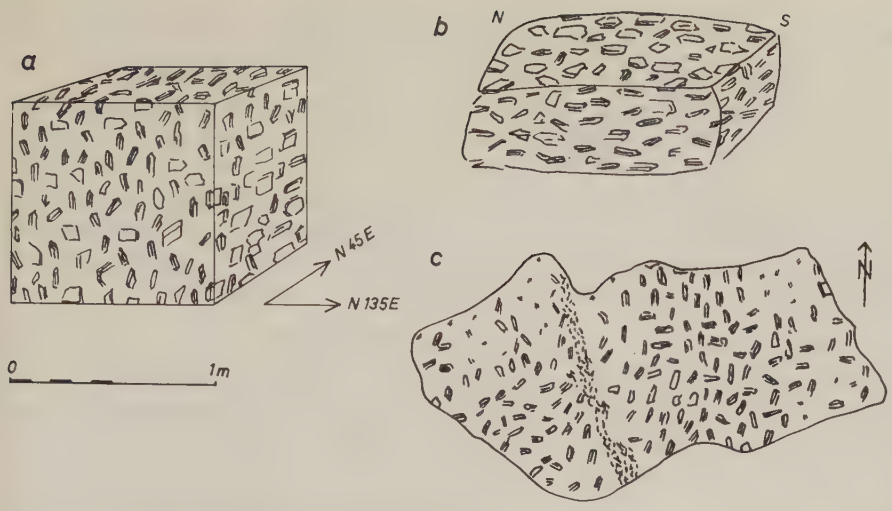


Abb. 23. Kalifeldspat-Regelungsbilder des Saldenburger Granits.
a) Schematisierter Saldenburger Granitwürfel sehr häufiger steiler Kalifeldspatregelung. b) Block flacher Regelung am N-Kontakt (Bauernberg, P. 551 m; $R^{46}00{,}20$; $H^{54}09{,}00$). c) Bodenplatte schlierigen Gefüges ($R^{45}94{,}80$; $H^{54}06{,}80$).

Im allgemeinen stehen die Feldspattafeln bei horizontaler c-Achse saiger oder doch sehr steil. Es wurde aber auch darauf geachtet, das Fallen der (010)-Flächen senkrecht c und ein eventuelles Tauchen der c-Achse zu erhalten. Dabei ergab sich, daß sich im Kern des Massivs sehr häufig eine ± horizontale Lage der Tafeln vorfindet und anstelle des Fallens der (010)-Flächen ein leichtes Abtauchen der c-Achse (mit Pfeil dargestellt). An einigen Stellen des Kontaktes im NE und SW waren ähnliche Bilder zu sehen.

Alles in allem ergibt die Gesamtschau der Fluidaltextur das Bild eines Pfropfes (kein Pilz, da die sichtbaren Kontakte alle steil sind) mit einem zentralen NW—SE-gelängten Zufuhrkanal (unter der flachen Regelung). Der Granitpfropf hat das Gneisdach emporgewölbt und ist an einigen Stellen übergequollen (flache Regelung am Kontakt, s. Abb. 23 b vom Bauernberg S Eberhardsreuth).

Der Saldenburger Granit dürfte bis in ein Niveau intrudiert sein, dessen pT-Bedingungen und Wasserdampfkonzentration den hochviskosen Schmelzbrei zum Stehen brachten; und die Füllmasse der Resträume zwischen den Kalifeldspateinsprenglingen kristallisierte ohne Fluidaltextur aus.

III. Die Kontakte

Die beiden großen Gruppen der Diorite und Granite standen in starken Wechselwirkungen zueinander; dies ist das Auffällige und Besondere gerade des Fürstensteiner Gebietes. Sind auch die zeitlichen Beziehungen zwischen Diorit und den Graniten allgemein dahingehend geklärt, daß die Granite auf erstarrte Dioritplutone trafen, so setzt umso mehr in Erstaunen, wie mannigfaltig die Formen von scharfen Grenzflächen bis zu wolkigen Durchdringungen (s. Abb. 6) sind. Neben geraden, glatten Granitgängen in Diorit, deren

Genese von Füllungen und Aufweitungen von Fugen ohne metasomatische Wechselwirkungen mit dem Nebengestein einleuchtend ist, sind vor allem zwei häufig wiederholte Beobachtungen schwierig zu deuten:

a) Die Granite haben immer wieder die Diorite in krummschaligen Apophysen und Imbitionen aufgetrennt und aufzulösen versucht (s. u. a. Abb. 4 und 8).

b) Die Aktivität der Granite gegen den Diorit war an sehr vielen Punkten größer als gegenüber eng benachbarten Gneisen. Es bedarf einer Erklärung, warum die Granite den Diorit nicht nur mechanisch, sondern auch chemisch durch Lösung dioritischen Materials angreifen (vgl. Abb. 8 und 22).

Daß die Diorite intensiver von Graniten angegriffen sind als oftmals die Gneise, mag einmal daran liegen, daß sie von den Graniten regelrecht aus dem Verbande mit den Gneisen herausgeschält worden sind, ferner aufgrund ihrer schnelleren Erstarrung klüftiger waren und schließlich als kleinere Körper und Schollen allseitig von den Graniten aufgeheizt wurden. Wo diese Erklärung nicht ausreicht, besonders dort, wo nur ganz dünne Granitapophysen zwischen Gneis und Diorit eingedrungen sind und sich dennoch gegen den Diorit stark aktiv verhalten, während sie den Gneis in keiner Weise angreifen, kommt man nicht umhin anzunehmen, daß der Energieinhalt der Diorite noch nicht ganz verflüchtigt war, so daß der Granit wesentlich weniger Energie an ihn abgeben mußte, um ihn reaktionsfähig zu machen, als bei den Gneisen.

Die krummschaligen Formen, welche immer wieder die Diorit/Granit-Kontakte kennzeichnen, sind nicht aus dem Verhalten der Granite allein zu deuten. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß sie bereits vor dem Eindringen der Granite als Schwundsprünge angelegt waren. Sie sind dann auch ein Hinweis auf die Erstarrung der Diorite und damit auf ihre eruptive Genese. Die Granite haben sie nur zu Imbibitionen benutzt, aber keinesfalls erzeugt.

Die Frage nach den Gründen der unterschiedlichen Aktivität der salischen Schmelzen gegenüber den basischen Dioriten läßt dem Beobachter keine Ruhe: Wie ist es möglich, daß aplitische Granite in die Diorite eindringen und sie z. T. auflösen, während anscheinend ganz ähnlich zusammengesetzte Schmelzen auf glatten Gängen den Verband durchsetzen, ohne solche Wirkung zu zeigen?

Die Erscheinung ist wohl auf zwei verschiedene Ursachen zurückzuführen, die jeweils unterschiedlich stark ausgeprägt sind: einmal die bei der Abkühlung entstehende feinste Rissigkeit der Diorite, die mit ihrer Schrumpfung verbunden ist, also eine mechanisch entstandene Größe, und zum andern wahrscheinlich eine Überhitzung partieller Schmelzen, also eine physikalisch-chemische Größe. Über solche Vorgänge partieller Überhitzungen bei der Anatexis schreibt Winkler & v. Platen (1960, S. 309—316) im Zusammenhang mit Assimilationsvorgängen. Ihre Ausführungen lassen sich gedanklich auf unsere Vorgänge an Diorit/Granit-Kontakten übertragen. Demnach erscheinen palingene Schmelzen, die bei einer bestimmten Temperatur in einem bestimmten Druckniveau entstanden sind, bei rascher Förderung in ein niedrigeres Druckniveau überhitzt, weil bei niedrigem Druck die Kristallisationstemperaturen der Silikate auch bei tieferer Temperatur liegen. Solche Magmen, die schnell in ein niedrigeres Druckniveau gefördert wurden, besitzen die Energie, aktiv zu korrodieren. Es wäre denkbar, daß eine Überhitzung schnell aufgestiegener Granitmagmen in

Verbindung mit guter Wegsamkeit infolge von Schwundhohlräumen in der Lage war, basisches Material zu resorbieren und z. B. Plagioklase mit höherem Anorthitgehalt, als er der Zusammensetzung der angreifenden Schmelze entspricht, aufzulösen. Winkler & v. Platen sprechen davon 1961 (S. 62) folgendermaßen: „Ein solches durch Anatexis entstandenes, überhitztes, palingenes granitisches Magma, welches (bei 2000 atm H_2O-Druck) eine Temperatur von z. B. 810° bzw. 750° C haben kann, ist in der Lage, bei einer Assimilation Plagioklase von der Zusammensetzung $An_{70 \pm 10}$ bzw. $An_{50 \pm 10}$ fraktioniert aufzuschmelzen. Es hängt von der genauen Zusammensetzung und der Menge der assimilierten Plagioklase ab, ob diese vollständig aufgeschmolzen werden, oder ob ein An-reicherer kristalliner Rest von Plagioklasen übrigbleibt."

Dieser partielle Lösungs- und Schmelzangriff mag besonders auf den vorgezeichneten Bahnen der Schwundfugen vorangeschritten sein und hat so das heute vorliegende Bild schlieriger Kontakte (s. Abb. 8 und 22) geschaffen. Auf diese Weise könnte auch das unregelmäßige Auftreten solcher Kontakte einigermaßen erklärt werden.

An einem Beispiel läßt sich das Phänomen im besonderen beleuchten. Der junge Granitaplitgang des Peterbruches (Nr. 2, vgl. a. Abb. 2 und 22) greift fingerförmig den älteren Dioritporphyritgang an, während er sich zum Hornblende-Biotit-Fleckengranit völlig indifferent verhält. Gerade aus diesem Beispiel geht klar hervor, daß der auswählende Angriff des Granitaplits nicht durch den Chemismus des basischen Ganges bestimmt ist, auch nicht durch seine ungeschützte Form, sondern darin, daß er noch nicht so abgekühlt war, daß sein Gefüge jedem Angriff einer Korrosion gegenüber völlig geschlossen gewesen wäre.

Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Diskussion über die Genese des Intrusivgebietes von Fürstenstein war mit Drechers Aufsatz über „die Bildungsweise dioritischer Gesteine" (1945) mit seinen Schlußworten verstummt: „Nun hätte der positive Beweis zu folgen, daß in Fürstenstein echte quarz-glimmerdioritische Magmen vorliegen. Dieser Beweis steht noch aus."

Auf der Grundlage einer Kartierung im Maßstabe 1 : 25 000 wurden nun die Gesteine mit petrographischen und petrochemischen Methoden neu untersucht, wobei besonders auf den Vergleich von Dioriten und Graniten Wert gelegt wurde. Als eigene Gruppe wurde zwischen beiden eine granodioritische Gesteinsserie beschrieben, die unumstritten Intrusivcharakter besitzt.

Der Streit um die geologische Selbständigkeit der Diorite (Drescher 1925, S. 42—47; Fischer 1926, S. 156; Scholtz 1927, S. 177—180; Drescher 1930, S. 445—450; Graber 1933, S. 15—27 und nochmals Drescher 1945, S. 303—324) wurde gemieden; dafür wurden zahlreiche Messungen und Beobachtungen gesammelt und besprochen. Eine Deutung wurde nur insoweit versucht, als Messungen und Beobachtungen sie vorbereiteten. Die Einteilung der Diorite, die Drescher (1925 und 1930) nach dem Charakter des granitischen Nebengesteins der Dioritschollen vornahm, wurde nach Merkmalen ihrer jeweils eigenen Morphologie systematisch verfeinert.

Die Typisierung, deren Sinn und Wert früher (Drescher 1925, S. 6 und 1930, S. 479) bezweifelt wurden, erwies sich als der einzige, erfolgreiche Weg zu einer Unterscheidung zwischen primären oder monogenen und sekundären

oder deuterogenen Eigenschaften, welche die Eruptivgesteine erst am Orte ihrer Bildung erwarben (vgl. Drescher 1925, S. 15 bzw. 1930, S. 447). Die im Gelände begründete und am Mikroskop ergänzte Typisierung in Verbindung mit den Beobachtungen des relativen Alters der Intrusivkörper ergab, daß sowohl bei der Serie der Diorite als auch bei den Graniten die feinkörnigen und zugleich dunklen Typen monogener Gesteine älter als die mittelkörnigen und helleren sind.

Für das absolute Alter der Intrusiva ist neuerdings eine Zeitmarke bestimmt worden, der Tittlinger Granit (Davis & Mitarbeiter 1961, S. 197):

Rb-Sr-Altersbestimmungen von Biotiten:

Tittlinger Granit, Stbr. Nr. 40 : 330 Mill. Jahre

Zirkonalter:	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
Tittlinger Granit Stbr. Nr. 40	225	265	335 ± 25	205 Mill. a

Die Differenzen in den Zirkonwerten müssen im Pb-Verlust zu suchen sein, so daß der höchste Wert, der aus dem Isotopenverhältnis von Pb^{207} und Pb^{206} gewonnen ist und sich mit der Rb-Sr-Bestimmung der Biotite deckt, am sichersten erscheint. Wenn man den absoluten Altersbestimmungen Glauben schenkt, würden die Intrusionen in die Frühphasen der variskischen Orogenese fallen.

Das Korngefüge der Diorite und Granite, das in der Regel nicht geschiefert, sondern lediglich fluidal geprägt ist, und die scharfen Kontakte mit Gneisschollen sprechen dafür, daß die Intrusionen in ein bereits erkaltetes und verfestigtes Grundgebirge eindrangen. Demnach herrscht ein zeitlicher Hiatus zwischen dem Abklingen der Regionalmetamorphose und dem Beginn der Intrusionstätigkeit.

Die mikroskopische und petrochemische Auswertung aller vorhandenen Gesteinstypen beweist die Eruptivnatur der Quarzglimmerdiorite als schmelzflüssige Intrusionen in einem vergneisten und verfestigten Grundgebirge. Eine Palingenese von Gneismaterial in der Tiefe ist nicht ausgeschlossen. Es liegen dafür sogar manche Anzeichen vor. Die Untersuchungen legen nahe, die Intrusionen als eine Differentiationsfolge aufzufassen, wobei die Frage offen bleibt, ob sie einem einzigen oder verschiedenen Herden entstammen. Wahrscheinlich schritt die Differentiation fort, während Teile des Magmas in der Reihenfolge abnehmender Basizität aufstiegen.

Die Quarzglimmerdiorite waren gleichförmiger, als es ihr heutiger Habitus zeigt, da viele Vorkommen durch den Kontakt mit jüngeren Graniten verändert wurden. Die Kartierung erbrachte ein Bild der Vorgänge, wie es schon frühere Autoren beschrieben haben: Die Diorite intrudierten in Gang- oder schmaler Stockform auf Leitlinien, bevor die Granite sie aus ihrem vergneisten Nebengesteinsmantel herausschälten und in Schollen zerlegten.

Alle Intrusiva des Fürstensteiner Gebietes sind tektonisch nicht beansprucht. Sie setzen als große Stoffwanderungen in früher Zeit der variskischen Gebirgsbildung ein und leiten zu unterschiedlichen Bewegungen über, die das Gebirge im Verlaufe des Mesozoikums im wesentlichen emporhoben.

Summary

The discussion about the origin of the intrusive district of Fürstenstein was temporarily ended by Drescher's paper "Die Bildungsweise dioritischer Gesteine" (1945). He concluded the discussion: "Positive proof, that quartz-mica-diorite magmas exist at Fürstenstein, should be demonstrable. But the evidence is still lacking."

To solve this problem the rocks were mapped (1 : 25 000) and investigated by petrographic and petrochemical methods. Special attention was paid to the comparison of diorites and granites. Between these two rock-types a group of granodioritic composition and intrusive character can be distinguished.

The dispute about the geological unity of the diorites (Drescher 1925, pp. 42—47; Fischer 1926, p. 156; Scholtz 1927, pp. 177—180; Drescher 1930, pp. 445—450; Graber 1933, pp. 15—27 and Drescher 1945, pp. 303—324) was avoided, and numerous measurements and observations were collected and reviewed. An interpretation was tried only so far as measurements and observations supported it. The classification of the diorites by Drescher (1925 and 1930) according to the character of the granitic wall rock has been improved by using their particular morphological characteristics.

The use of rock types, whose validity was formerly doubted by Drescher (1925, p. 6 and 1930, p. 479), turned out to be the only successful way of separating primary or monogene and secondary or deuterogene attributes, which are assumed by the igneous rocks in the place where they crystallized (cf. Drescher 1925, p. 15 and particularly 1930, p. 447). The rock classification has been proved by field work, by the study of thin sections and observations of the relative age of the intrusive bodies. This gives evidence, that within the series of diorites and granites the fine grained and dark types of monogene rocks are older than the medium grained and lighter ones.

The absolute age of Tittling granite (Davis & collaborators 1961, p. 197), a representative of the granitic intrusions, has been recently determined by:

Rb-Sr-measurements of biotites:

Tittling granite Quarry No. 40: 330 million years

Ages of zircons:	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$
Tittling granite Quarry No. 40:	255	265	335 ± 25	205 million a

The difference in the ages of zircons is due to the Pb-loss. Therefore we have to take the highest age of the zircon resulting from the proportion of the isotopel of Pb^{207} and Pb^{206} as the most probable. This coincides with the Rb-Sr-determination of the biotites. If one gives credit to these absolute age determinations, the granitic and dioritic intrusions would coincide with the early phases of the Hercynian orogenesis.

The fabric of the studied diorites and granites and the sharp contacts with gneiss-inclusions suggest intrusion into already cooled and solid surroundings. Therefore a hiatus exists between the diminution of regional metamorphism and the beginning of intrusive activity.

A microscopic and petrochemical study of the rock types concerned proved that the quartz-mica-diorites were intruded as a melt into a solified basement. A palingenesis of gneiss material in depth is not excluded, as some criteria show.

Investigation and analysis of rocks suggest that the intrusions result from progressive magmatic differentiation. The question remains, whether the intrusions are derived from one or from different sources. During the successive intrusion of material of decreasing basicity the differentiation probably continued in the source magma.

The quartz-mica-diorites were originally more uniform than now, because they have been modified in the contact zones of the younger granites. The mapping gives a picture of the process, which has been described already by several authors. The diorites were initially intruded as dikes or small bodies along certain lines. Granite intrusions then separated them from their mantle of gneiss wall rock and made them into inclusions.

All intrusive rocks of the Fürstenstein district have not been subjected to tectonic movements. The intrusions began as major migrations of material at an early stage in the Hercynian orogenesis and were followed by important tectonic movements which elevated the complex principally during the Mesozoic.

Steinbruchverzeichnis

(Auswahl der 50 Schlüsselsteinbrüche für das Verständnis des Fürstensteiner Intrusivgebietes)

Nr. 1 „Paradies“ (R 45 97,18; H 53 97,82)
Besitzer: Josef Kusser/Renholding, vor 1946 der Gebr. Kerber

Nr. 2 „Peterbruch“ oder „Oberer Schätzbruch“ incl. Stbr. Weißhäuptl (W-Teil) (R 45 97,42; H 53 97,72)

a) E-Teil:

Besitzer: Josef Berndl/Steining, ehemals Schätz/Steining, Pächter: Hans Schätz, vormals Peter Schätz

b) W-Teil:

Besitzer: Josef Kusser/Renholding, vor 1957 Weißhäuptl/Peigerting
Literaturbezeichnung: „Klingerbruch“ der Gebr. Kerber bei C. W. v. Gümbel 1868, zitiert in Frentzel 1911, S. 143

Nr. 3 „Unterer Schätzbruch“ (R 45 97,50; H 53 97,60)
Besitzer: Josef Berndl/Steining, ehemals Schätz/Steining, Pächter: Hans Schätz, vormals Peter Schätz

Nr. 4 „Lohwies“ incl. alte Grube (R 45 97,64; H 53 98,00)
Besitzer: Josef Berndl/Steining, ehemals Schätz/Steining, Pächter: Seit 1924 Wilhelm Bornhofen/Fürstenstein
Literaturbezeichnung: „Großer Bruch auf dem Moosholz (Höhe 575)“ bei Scholtz 1927

Nr. 5 „Moosholz“ aufgelassen (R 45 97,88; H 53 97,68)
Besitzer: Josef Berndl/Steining, ehemals Schätz/Steining, Pächter: seit 1924 Wilhelm Bornhofen/Fürstenstein, vormals Gebr. Kerber

Nr. 6 „Merckenschlager“ Werk Fürstenstein (R 45 97,70; H 53 97,50)
Besitzer: Merckenschlager/Passau

Nr. 7 „Unterpollinger Bruch“ (R 45 98,30; H 53 96,82)
Besitzer: seit 1954 Bartsch/Tittling, vormals Oberpfälzer Steinindustrie

Nr. 8 „Gstöcket“ (R 45 96,60; H 53 95,70)
Besitzer: Merckenschlager/Passau, aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Stbr. auf dem Gstöcket“ (Scholtz 1927) oder „Stbr. im Gstöcket“ (Drescher 1925 und 1930)

Nr. 9 „Waldesruh“, Granitwerke Nammering (R 45 96,62; H 53 96,45)
Besitzer: Alois Bauer/Nammering

Nr. 10 „Ochsenreuth“ (R 45 96,93; H 53 97,02)
Besitzer: Max Schmitz/Nammering, seit 1953 in Betrieb

Nr. 11 „Fleischmannbruch“ (R 45 96,96; H 53 97,60)
Literaturbezeichnung: „Fleischmannbruch“ bei Drescher (1925, Karte und 1930)

Nr. 12 „Schafreuth“, E-Stbr. (R 45 96,36; H 53 97,50)
Besitzer: Fa. Rieger & Seil/Neustift b. Vilshofen, aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Stbr. N Nammering“ bei Drescher (1925 und 1930)

Nr. 13 „Schafreuth“, W-Stbr. (R 45 96,16; H 53 97,54)
Besitzer: und Literaturbezeichnung s. Nr. 12, ebenfalls aufgelassen

Nr. 14 „Gramlet“ (R 45 95,75; H 53 97,88)
Besitzer: Josef Kusser/Renholding seit 1923, ehemals Bayerische Granit AG.
Literaturbezeichnung: „Bruch der Bayerischen Granit-Aktiengesellschaft“ bei Frentzel (1911)
„Stbr. 800 m N Felsching, am W-Ende des Pannholzes“ (1925, S. 30),
„Bruch vom Westteil des Pannholzes, etwas oberhalb der Einzeldobelmühle“ bei Scholtz (1927, S. 147)

Nr. 15 „Fälschinger Bruch“ (R 45 95,74; H 53 97,36)
Besitzer: Peter Neissendorfer/Einzendoblmühle, Pächter: ehemals Bayerische Granit AG.
Literaturbezeichnung: „Felschingerbruch“ bei Drescher (1925)

Nr. 16 „Himmelreich“ (R 45 95,38; H 53 97,66)
Besitzer: Schrenk/Eging

Nr. 17 „Mühlfeldbruch“ (R 45 95,22; H 53 97,86)
Besitzer: Josef Kusser/Renholding

Nr. 18 „Bärenholz“
a) E-Bruch: aufgelassen (R 45 94,78; H 53 97,42)
b) W-Bruch (R 45 94,62; H 53 97,36)

Nr. 19 „Geißberg“ (R 45 92,15; H 53 98,70)
Besitzer: Max Kohlhöfer/München

Nr. 20 „Alzenmühlbruch“ (R 45 92,16; H 53 99,16)
aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Stbr. an der Alzenhofmühle WNW Eging“ bei Scholtz 1927

Nr. 21 „Priefinger Bruch“ (R 45 92,20; H 53 99,45)

Nr. 22 „Preintinger Brüche“ beide aufgelassen
a) N-Stbr. (R 45 94,68; H 53 98,80)
Pächter: ehemals Bayerische Granit AG.
b) S-Stbr. (R 45 94,50; H 53 98,60)
Pächter: bis 1950 Bayerische Granit AG.
Literaturbezeichnung: „zwei ca. 400 m östlich von Preinting unfern Egging gelegene Brüche der Bayerischen Granit-Aktiengesellschaft“ bei Frentzel 1911

Nr. 23 „Mühlbruch Einzendobl“ (R 45 95,15; H 53 98,25)
Besitzer: Peter Neissendorfer/Einzendoblmühle, seit 1937 in Betrieb

Nr. 24 „Kufnerbruch“ (R 45 95,25; H 53 97,97)
Besitzer: Josef Kusser/Renholding, Pächter: Kufner

Nr. 25 „Bartsch“ Stbr. Peigerting (R 45 96,76; H 53 98,24)
Besitzer: Alois Niederländer/Fürstenstein, Pächter: seit 1952 Bartsch/Tittling
(S-Bruch aufgelassen: R 45 96,80; H 53 98,18)

Nr. 26 „Buchleiten“ (R 45 96,96; H 53 97,92)
Besitzer: Mehrere, Pächter: zuletzt Kubitscheck/Fürstenstein
Literaturbezeichnung: „Bruch der Bayerischen Wald-Granitwerke“ bei Drescher 1925

Nr. 27 „Schuberl“ (R 45 97,30; H 53 98,26)
Besitzer: Franz Schuberl/Nammering, ehemals Josef Braumandl/Peigerting

Nr. 28 „Fischlbruch“ (R 45 97,42; H 53 98,84)
Besitzer: seit 1959 Wagner-Kerber/Fürstenstein, ehemals Bayerische Granit AG., aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Stbr. am SW-Hang des Schloßberges Fürstenstein“ oder „Bruch südwestlich Schloß Fürstenstein“ bei Drescher 1925, „kleiner auflässiger Bruch westlich Fürstenstein“ bei Scholtz 1927

Nr. 29 „Bahnhofsbruch Fürstenstein“ (R 45 98,36; H 53 98,22)
Besitzer: Gsottberger/Fürstenstein, Pächter: Fa. Thiele/Fürstenstein
Literaturbezeichnung: „Bruch am Bahnhof Fürstenstein“ bei Drescher 1925, 1930 und Scholtz 1927

Nr. 30 „Weigl“ (R 45 99,00; H 53 98,30)
Besitzer: Weigl/Oberpolling

Nr. 31 „Weißhäuptl“
a) N-Stbr. (R 45 99,24; H 53 98,52)
Besitzer: Gebr. Weißhäuptl (bis 1958) J. Kusser/Renholding
b) S-Stbr. (R 45 99,26; H 53 98,74)
Besitzer: Georg Dichtl (W-Teil)
Literaturbezeichnung: für beide Stbr. „Bruch Kusser“ oder „Kusserscher Bruch, Fürstenholz E Bhf. Fürstenstein“ bei Drescher 1925

Nr. 32 „Geierbruch“ (R 45 99,20; H 53 98,74)
Besitzer: Geier/Oberpolling, seit etwa 100 Jahren, seit 1955 neu in Betrieb
Literaturbezeichnung: „kleiner aufgelassener Bruch im Fürstenholz, N Bruch Kusser“ bei Drescher 1925

Nr. 33 „Wolfsbruch“ (R 45 99,40; H 53 99,00)
Besitzer: Rucker/Regensburg, seit 1954 aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Wulf'scher Bruch am NNW-Hang des Fürstenholzes“ bei Drescher 1925;
„Wulf'scher Bruch (am NW-Hang des Fürstenholzes)“ bei Scholtz 1927

Nr. 34 „Bornhofen“ (R 45 98,10; H 53 99,10)
Besitzer: Wilhelm Bornhofen/Fürstenstein, ehemals Granit AG., Fürstenstein
Literaturbezeichnung: „Bruch NE Schloß Fürstenstein“ bei Drescher 1925 und 1930; „Bruch der Granit AG., Fürstenstein“ bei Scholtz 1927

Nr. 35 „Katzlinger“ (R 45 98,71; H 53 99,71)
Besitzer: Katzlinger/Englburg, aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Bruch ca. 350 m S Englburg“ bei Frentzel 1911;
„Bruch nördlich des einzelnen Hauses am Fußweg Haltestelle Engelburg-Fürstenstein“ bei Scholtz 1927

Nr. 36 „Buchet“ (R 45 98,90; H 53 99,22)
Besitzer: Fa. Thiele/Fürstenstein, ehemals Aichinger/Tittling

Nr. 37 „Muthbergbruch“ (R 45 98,74; H 53 99,30)
Besitzer: Fa. Thiele/Fürstenstein, aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Kleiner Bruch am N-Hang des Muthberges (Höhe 571) S Engelburg“ bei Scholtz 1927

Nr. 38 „Taubenweid“ (R 45 99,30; H 53 99,58)
Besitzer: Harant/Engelburg, seit 1900 in Betrieb; verschiedene Pächter, aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Bruch SE Engelburg“ bei Frentzel 1911 (S. 145); „Stbr. Nr. 2 bei P 515 m“ auf Lageskizze bei Fischer 1926; „Bruch an der Haltestelle Engelburg“ bei Scholtz 1927; „Engelburger Bruch nahe Haltepunkt Engelburg“ bei Drescher 1930

Nr. 39 „Maseringer Bruch“ (R 46 00,55; H 53 99,30)
Besitzer: Bauerngrund; Pächter: Weingart, ehemals Fa. Käser
Literaturbezeichnung: „Maseringer Bruch der Firma Käser“ bei Drescher 1927

Nr. 40 „Rieger & Seil“ Werk Tittling (R 46 00,36; H 53 99,84)
Besitzer: Fa. Rieger & Seil/Neustift bei Vilshofen seit 1893, Zweigwerk Masering
Literaturbezeichnung: „Kleiner Bruch an der Ladestelle Tittling“ bei Scholtz 1927

Nr. 41 „Merckenschlager“ Werk Tittling (R 46 00,44; H 54 00,10)
Besitzer: Merckenschlager/Passau
Literaturbezeichnung: „großer Bruch an der Lagerstätte Tittling“ bei Scholtz 1927

Nr. 42 „Eisensteger Bruch“ (R 46 00,08; H 54 00,32)
Besitzer: Berndl/Eisensteg, seit 1954 in Betrieb durch Erlmeier/Waldkirchen und Berndl/Eisensteg

Nr. 43 „Kusser“ am Höhenberg (R 46 00,44; H 54 01,64)
a) NW-Bruch: aufgelassen
Literaturbezeichnung: „großer westlichster Bruch am Hohen Berg“ bei Scholtz 1927
b) SE-Bruch:
Besitzer: Josef Kusser/Renholding, ehemals Fa. Käser und Alois Kusser
Literaturbezeichnung: „Bruch Käser am Hohenberg bei Tittling“ oder „östlichster Bruch am Hohen Berg“ bei Scholtz 1927

Nr. 44 „Kerber“ am Höhenberg (R 46 00,50; H 54 01,80)
Besitzer: Gebr. Kerber/Büchlberg
Literaturbezeichnung: „Bruch Gebr. Kerber“ bei Frentzel 1911 und Scholtz 1927

Nr. 45 „Matzersdorfer Bruch“ (R 46 01,14; H 54 02,98)
Literaturbezeichnung: „Bruch bei Matzersdorf“ bei Scholtz 1927

Nr. 46 „Schloßbergbruch" N Tittling (R 46 01,56; H 54 01,84)
Besitzer: Fa. Jahreiß & Sohn/Hof a. d. Saale
Literaturbezeichnung: „kleine Brüche vom Schloßberg nördlich Tittling" bei Scholtz 1927

Nr. 47 „Bauernbergbruch" Eberhardsreuth (R 46 00,06; H 54 09,26)
Besitzer: Fa. Jahreiß & Sohn/Hof a. d. Saale
Literaturbezeichnung: „großer Bruch südlich Eberhardsreut" bei Scholtz 1927

Nr. 48 „Herrnholzbruch" (R 46 00,00; H 54 10,40)
Besitzer: Gebr. Kerber/Büchlberg, seit 1944 aufgelassen
Literaturbezeichnung: „Herrnholzbruch" bei Frentzel 1911, „Bruch auf dem Herrenholz, Höhe 491" bei Scholtz 1927

Nr. 49 „Anschlag" (R 45 95,90; H 54 06,00)
Aufschluß an der Straßenböschung durch Sprengung 1959

Nr. 50 „Hochbuchet" (R 46 00,90; H 54 04,36)
Alter, aufgelassener Bruch
Literaturbezeichnung: „Bruch auf Hochbuchet östlich der alten Straße Tittling—Schönberg, ca. 400 m südlich von Spitzingerreut" bei Frentzel 1911

Schrifttum

Claus, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Cham und Passau. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **71**, Abt. A, 1936, S. 1—58.

Cloos, H.: Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. I. Teil: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. II. Teil: Die Batholithen des Bayerischen Waldes und der Pfahl. — Geol. Rdsch., **14**, 1923, S. 7—20.

Cloos, H., Balk, E., Cloos, E. & Scholtz, H.: Die Plutone des Passauer Waldes. Ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik. — Monogr. zur Geol. und Palaeont., Ser. II, H. 3, Berlin 1927

Davis, G. L., Tilton, G. R., Doe, B. R., Aldrich, L. T. & Hart, S. R.: The Ages of Rocks and Minerals. Ages from the Moldanubian Region of Bavaria. — Ann. Rep. Geophys. Laboratory, Nr. 1363, 1960—1961, Carnegie Institution, p. 197—199, Washington 1961.

Dollinger, U.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Südteil des Gradabteilungsblattes Waldkirchen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München 1961.

Drescher, F. K.: Zur Tektonik und Petrographie der Diorite von Fürstenstein. — Abh. Hess. Geol. Landesanst., **8**, 1925, S. 1—49, Darmstadt 1925.

— Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüssen, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. — Notizbl. des Vereins für Erdkunde und der Hess. Geol. Landesanst. zu Darmstadt, 1927, 5. F., H. 10, S. 246—269.

— Zur Genese der Diorite von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **60**, Abt. A, 1930, S. 445—530.

Drescher-Kaden, F. K.: Zur Bildungsweise dioritischer Gesteine. — Chemie der Erde, **15**, 1945, S. 299—324.

Düsing, C.: Petrographie, Chemismus und Gefüge feinkörniger Granite des Moldanubikums. — Unveröff. Diss. Univ. München 1959.

Fabich, K.: Jahresbericht des chemischen Laboratoriums. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1953, S. 6—8.

Fischer, G.: Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengesteine im Bayerischen Wald. — Cbl. Min. etc., 1926 A, S. 155—168.

Frentzel, A.: Das Passauer Granitmassiv. — Geogn. Jh., **24**, S. 105—192, München 1911.

Graber, H. V.: Die Diorite des Passauer Waldes. — Geol. Rdsch., **24**, 1933, S. 15—27.

Gümbel, C. W.: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. II. Abt. Ostbayerisches Grenzgebirge. — Gotha (Justus Perthes) 1868.

Hall, A. J.: The Relation between Colour and Chemical Composition in the Biotites. — Amer. Miner., **26**, 1941, p. 29—33.

Hallbauer, D.: Die akzessorischen Schwerminerale der westerzgebirgischen Granite. — N. Jb. Min. etc., Abh., **97**, 1961, S. 35—50.

Hegemann, F.: Über Feldspatflecken in Dioriten des Bayerischen Waldes und ihre Bedeutung für die Genesis dieser Gesteine. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. **63**, Abt. A, 1931, S. 173—214.

— Mikroskopische, chemische und tektonische Untersuchungen zur Genese der Diorite von Krottenthal, Oberpfalz. — Cbl. Min. etc., 1931 A, S. 369—389 und S. 401—418.

Hoppe, G.: Das Erscheinungsbild der akzessorischen Zirkone des Lausitzer Granodiorits von Wiesa bei Kamenz und seine petrogenetische Auswertung. — Geologie, **6**, 1957, S. 283—297.

Horninger, G.: Der Schärdinger Granit. — Tschermaks min. petr. Mitt., **47**, 1936, S. 46—80.

Kardymowiczowa, I.: Przejawy Granitycacji Amfibolitu (On the granitization of amphibolites). — Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, **27**, 1957, Krakau 1958.

Karl, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. Bundesanst., Wien, **102**, 1959, S. 1—192.

Köhler, A.: Der monzonitische Quarzglimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **140**, S. 863—878, Wien 1931.

— Der Granit „Typus Eisgarn" aus dem nordwestlichen Waldviertel. — Ibid., S. 847—861.

Köhler, A. & Hedegüs, M. v.: Zwei neue Analysen von Waldviertelgesteinen. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1938, S. 162—166.

Köhler, A. & Marchet, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. — Fortschr. Miner., **25**, 1941, S. 253—366, Berlin 1941.

Köhler, A. & Exner, Ch.: Bemerkungen zu einigen chemischen Analysen von Mischgesteinen aus der Südböhmischen Masse. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1954, S. 216—222.

List, F. K.: Über Granitisation im Grundgebirge des südlichen Bayerischen Waldes. — Unveröff. Diss. Univ. München 1961.

Marchet, A.: siehe unter Köhler, A.

Osann, A.: Über Titanitfleckengranite. — N. Jb. Min., Beil.-Bd. **48**, 1923, S. 223—239.

Scharbert, H. G.: Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — Tschermaks min.-petr. Mitt., 3. F., **5**, 1955, S. 153—161.

— Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). — N. Jb. Min., Abh., **90**, 1957, S. 135—202.

Scholtz, H.: Das Saldenburger Granitmassiv und seine Umgebung. — Siehe unter Cloos, H. & Mitarbeiter 1927.

Strunz, H.: Oberpfälzer Granite und ihre Zusammensetzung. — Acta Albertina Ratisbonensia, Regensburger Naturwissenschaften, **21**, 1953—1955, S. 63—69, Regensburg 1955.

Tennyson, Ch.: Berylliummineralien und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten von Tittling: Bayerischer Wald. — N. Jb. Min., Abh., **94**, 1960, S. 1253—1265.

Tröger, W. E.: Eruptivgesteinsnamen (1. Nachtrag). — Fortschr. Miner. etc., **23**, 1939, S. 41—90, Berlin 1939.

Voll, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. — Beih. Geol. Jb., **42**, Hannover 1960.

Willmann, K.: Der Aplitporphyr von Warmensteinach im Fichtelgebirge. — Geogn. Jh., **37**, 1924, S. 69—71, München 1924.

Winkler, H. G. F. & Platen, H. v.: Experimentelle Gesteinsmetamorphose. III. Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. — Geochim. et Cosmochim. Acta, **18**, 1960, S. 294—316.

— Experimentelle Gesteinsmetamorphose. IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphosierten Grauwacken. — Geochim. et Cosmochim. Acta., **24**, 1961, S. 48—69.

Wurm, A.: Geologische Karte 1 : 25 000 von Bayern, Blatt Wunsiedel. — München 1932.

— Geologie von Bayern. I. Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. — 2. Aufl., Berlin (Gebr. Borntraeger) 1961.

Zwicker, W.: Beiträge zur Kenntnis moldanubischer Ganggesteine. — Tschermaks min.-petr. Mitt., 3. F., **3**, 1953, S. 356—375.

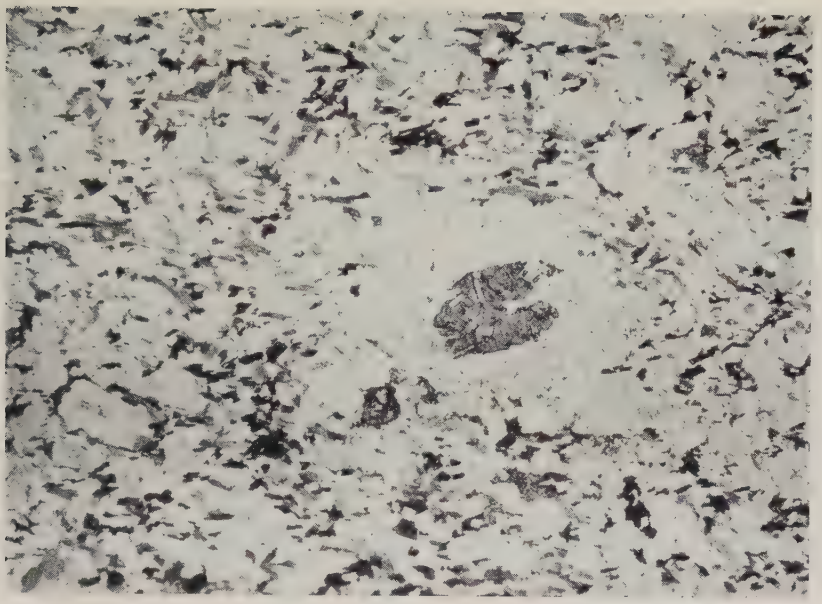


Fig. 1. Vergr. 12-fach — Nic. // — Titanitfleckendiorit — Stbr. Nr. 31 — Schliffnr. 9281. Titanit mit idiomorphen Plagioklaseinschlüssen in hellem Flecken. Links etwas unterhalb davon Orthitkristall. Biotit fluidal geregelt.

Fig. 2. Vergr. 12-fach — Nic. + — Titanitfleckendiorit — Stbr. Nr. 31 — Schliffnr. 9281. Das gleiche Bild wie Fig. 1 auf Taf. 1 mit Nic. +.

Fig. 1. Vergr. 24-fach — Nic. + — Tittlinger Mischdiorit — Stbr. Nr. 36 — Schliffnr. 6825/1. Titanitkristall in Mikroklinxenoblast.

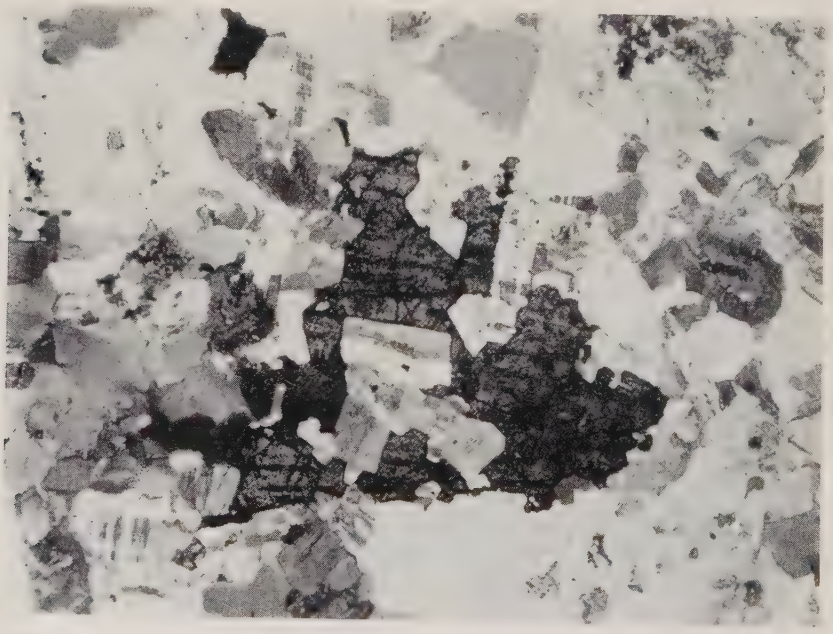


Fig. 2. Vergr. 24-fach — Nic. + — Hornblende-Biotit-Fleckengranit — Schliffnr. 9263 (Varietät Preinting). 3 mm messender Titanit umschließt Plagioklas- und Mikroklinkristalle.

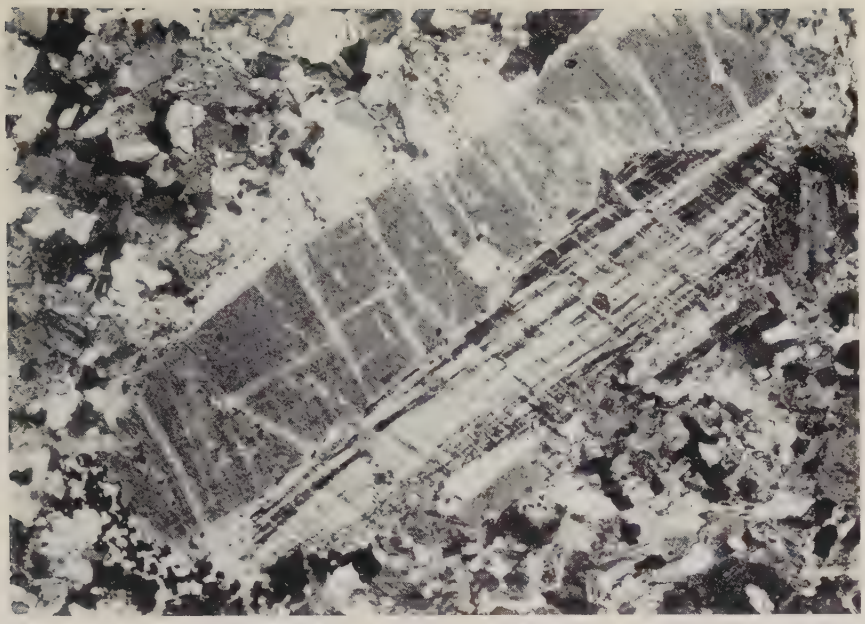


Fig. 1. Vergr. 24-fach — Nic. + — Quarzglimmerdiorit mit Kalifeldspat-Großkristallen — Stbr. Nr. 14 — Schliffnr. 6899. 5 mm langer „blastischer" Mikroklin wird randlich von Oligoklas umgeben. Links unten Ausscheidung skelettartigen Titanits (schwarz).

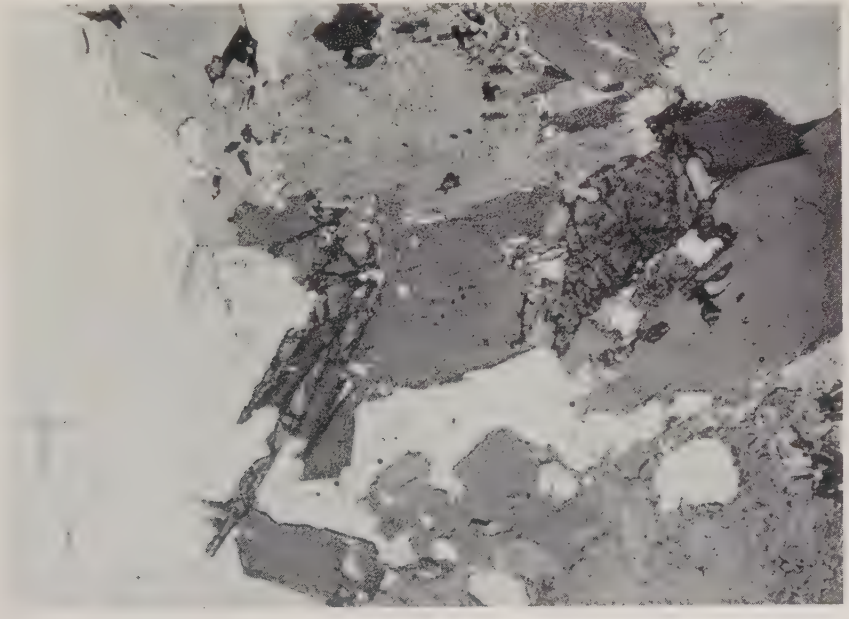


Fig. 2. Vergr. 36-fach — Nic. // — Paradiesdiorit — Stbr. Nr. 1 — Schliffnr. 6827/1. Pfeilförmige Yttrotitanite (links) rufen im Biotit radioaktive Höfe hervor. Rechts gemeiner Titanit in rautenförmigem Schnitt. Die Biotitisierung der Hornblenden ist deutlich.

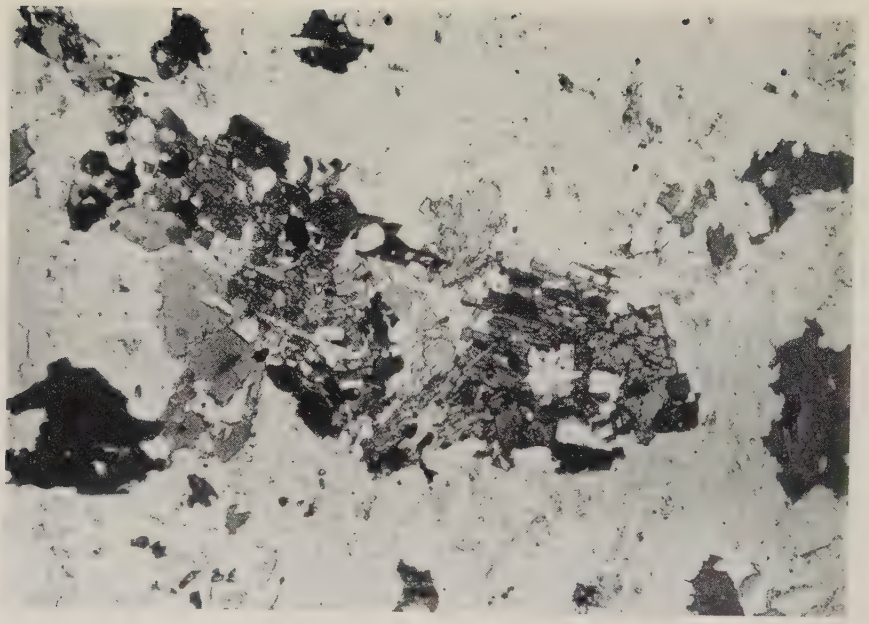


Fig. 1. Vergr. 24-fach — Nic. // — Hornblende-Biotit-Fleckengranit — Schliffnr. 6830/2 — Stbr. Nr. 26. Hornblende-Biotit-Flecken (3—4 mm ⌀) mit Anreicherung der Mafite: Apatit, Erz, Titanit, Epidot.

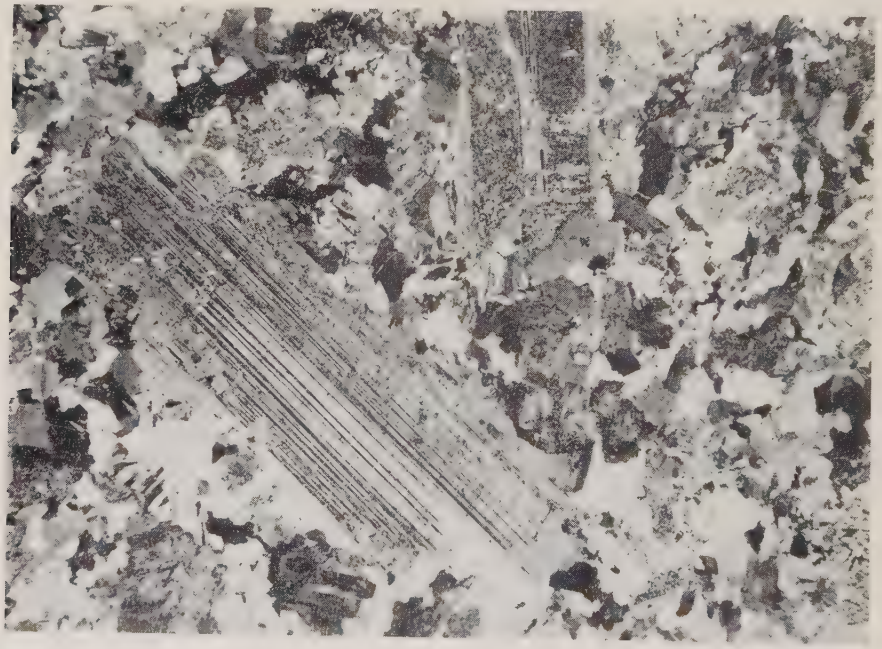


Fig. 2. Vergr. 12-fach — Nic. + — Hornblende-Biotit-Fleckengranit — Stbr. Nr. 17 — Schliffnr. 667. Plagioklas-Einsprenglinge von max. 7 mm Ausdehnung und mit schmalem saurem Rand in mittelkörniger Grundmasse.

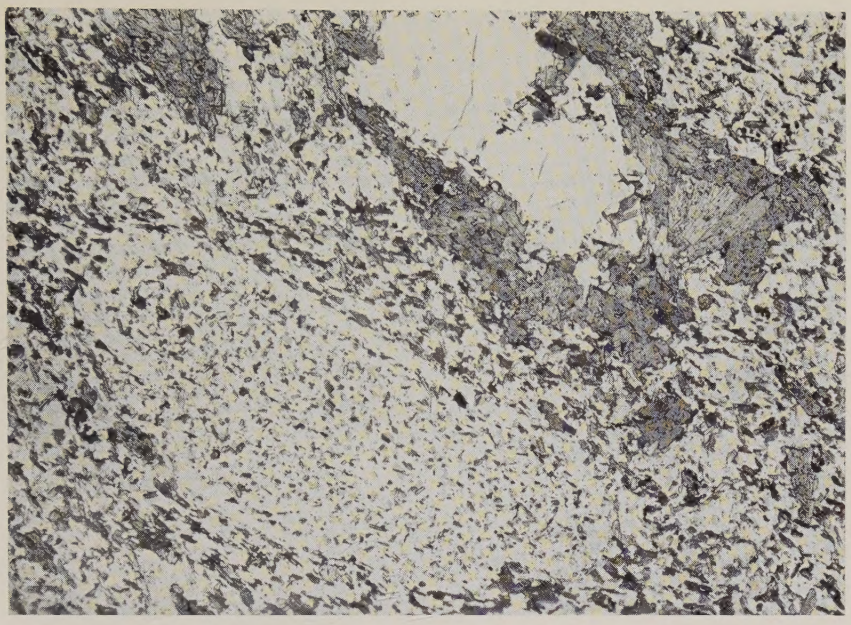


Fig. 1. Vergr. 24-fach — ohne Nic. — Quarzglimmer-Dioritporphyrit — Stbr. Nr. 2 — Schliffnr. 2112. Gefüllter Plagioklas und Resorptionsrelikt von hornblendeumrahmtem Quarz in feinkörniger Grundmasse aus Hornblende, Biotit, Plagioklas und Quarz.

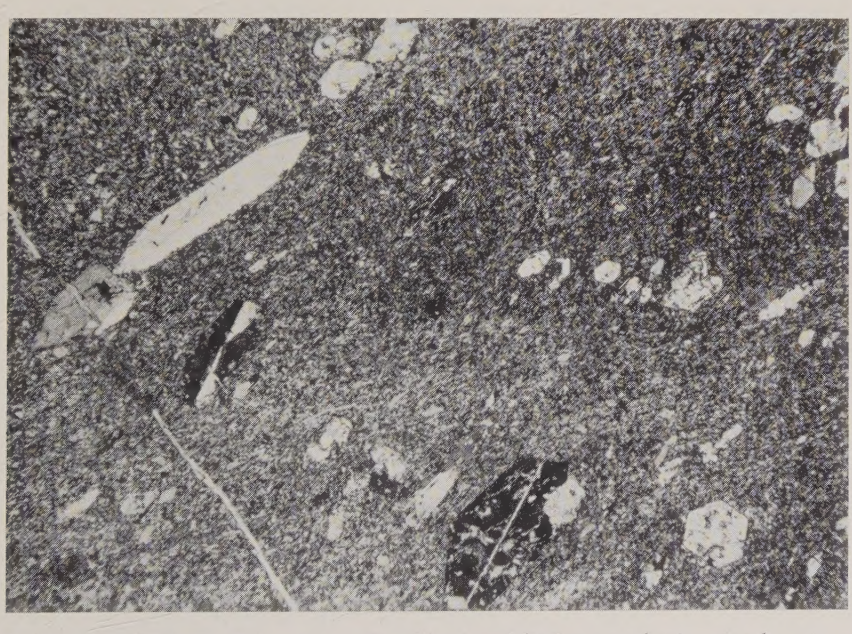


Fig. 2. Vergr. 12-fach — Nic. + — Hornblendenadel-Dioritporphyrit — Stbr. Nr. 30 — Schliffnr. 2060/1. Frische, geregelte Hornblendenadeln in chloritisierter, kryptokristalliner Grundmasse.

Lebenslauf

Am 7. Juni 1934 wurde ich als Sohn des Universitätsprofessors für Geographie Carl Troll und seiner Ehefrau Elisabeth geb. Kürschner in Berlin-Charlottenburg geboren. In Bonn besuchte ich von 1940 bis 1944 die Volksschule und nach dem Kriege von 1945 bis 1954 das Staatliche Beethovengymnasium, an dem ich im Februar 1954 die Reifeprüfung ablegte.

Ich entschied mich für das Studium der Geologie. Bis zur Diplomgeologen-Vorprüfung im Februar 1957 blieb ich an der Universität Bonn, wo ich zwei Semester im Allgemeinen Studenten-Ausschuß tätig war. Dann wechselte ich an die Universität München. Am 9. Juli 1959 legte ich die Diplomgeologen-Hauptprüfung ab.

Mein akademischer Lehrer Prof. Dr. Georg Fischer gewährte mir anschließend, vorliegende Untersuchungen durchzuführen und das Problem als Dissertation zu behandeln. Ab 1. Mai 1962 bin ich Verwalter einer wissenschaftlichen Assistentenstelle am Institut für Gesteinskunde. Zuvor wurde ich 20 Monate von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt.

Prof. H. Cloos begeisterte mich in jungen Jahren für die Geologie, Prof. K. Scheumann später für die Petrographie.

Meine akademischen Lehrer waren:

in Bonn: W. Bierther, R. Brinkmann, R. Danneel, J. Frechen, H. Gerth, B. Helferich, R. Hoeppener, R. Lehmensick, E. Mückenhausen, A. Neuhaus, W. Paul, O. Schmitz-Dumont, W. Schumacher, P. W. Thomson, P. Woldstedt

in München: G. Angenheister, R. Dehm, G. Fischer, H. Hagn, E. Kraus, W. Laatsch, A. Maucher, K. Mägdefrau, G. Menzer, F. Neumaier, H. Reich, P. Schmidt-Thomé, H.-J. Schneider, J. Schröder, W. Zeil

Gesamtherstellung: Akademische Buchdruckerei F. Straub, München